الأصول العامة

في

الجغرافية المناخية

الجزء الأول

(مبادئ أسس نظرية)

الأستاذ الدكتور

فتحى عبد العزيز أبو راضى

أستاذ الجغرافية الطبيعية

عميد كلية الآداب - جامعة الاسكندرية السابق

٢٠١١



الأصول العامة

في

الجغرافية المناخية

الجزء الأول

(مبادئ وأسس نظرية)

الأستاذ الدكتور

فتحي عبد العزيز أبو راضي

أستاذ الجغرافية الطبيعية

عميد كلية الآداب - جامعة الإسكندرية (السابق)

2011





إهـــــداء

تقديراً للمودة .... وايمانا بالحياة المشتركة

واعترافا بالعون

أهدي هذا العمل

إلى

زوجتي

أثابها الله بفضله

المقدمــة

تعد الدراسات المناخية والحيوية (النباتية والحيوانية) أهم ميادين الدراسات الجغرافية، ليس لأهمية المناخ والغطاء النباتي الطبيعي المباشرة وغير المباشرة في حياة الإنسان وأنشطته المختلفة فحسب، وإنما للتطور المستمر في هذه الدراسات عبر العصور المختلفة، مما جعل علم المناخ والنبات الطبيعي يحتلا موقعاً متميزاً بين العلوم الجغرافية من جهة، والعلوم الخاصة بطبيعة الهواء وخصائصه وبالتربة والنبات والزراعة والأحياء والتاريخ الطبيعي من جهة أخرى. وهذا مادفع البعض إلى ربط علم المناخ خاصة بعلم الطبيعة الجوية، بينما عدة آخرون عنصرا هاما من عناصر البيئة الطبيعية التي يعيش فيها الإنسان الذي يعد نفسه مخلوقا من الأرض ولكنه في حقيقة الأمر يعيش في قاع محيط عميق من الهواء يغلف كوكب الأرض بأسره.

ورغم الطبيعة الجغرافية لعلم المناخ، الذي يعد فرعاً من فروع علم الجغرافية الطبيعية إلا أنه يعتمد أساسا على النتائج العلمية التي تنتهي إليها الدراسات الطبيعية للغلاف الجوي، ومن هنا فإنه يرتبط ارتباطا وثيقاً بعلم الأرصاد الجوية (الميتيورولوجيا: علم طبيعيات الجو)، حيث يهتم كل منهما بمعالجة نفس الموضوعات تقريباً، وإن اختلف المنهج والهدف بينهما، إذ أن كلاهما يعتمد على الآخر، ويأخذ منه ليعطيه. وبالإضافة إلى اعتماد الباحث أو الدارس في مجال علم المناخ على بيانات ومعطيات قياسات الأرصاد الجوية، فإنه يضطر في كثير من الأحيان أن يأخذ في حسبانه المفاهيم الأساسية المستخدمة في مجال علم الأرصاد الجوية، لما لذلك من دور في منحه القدرة على تفسير التباينات المكانية والإختلافات الزمانية للأحوال الجوية وتعليلها.

ولقد انتهجنا في كتابنا هذا أسلوباً وصفياً تحليليا وتعليليا جغرافياً، وهو أسلوب لاغنى عنه إذا أنه يساعد، بسهولة ويسر، على توصيل الحقائق العلمية وإيصال أسس المعرفة الجغرافية المناخية للأذهان الناشئة في مجال الدراسة الجغرافية بعامة، فبدون الأسس والقواعد لايمكن أن ينهض الصرح، أو تستقر الأصول عند المستجدين من طلاب هذه المعرفة. والكتاب الذي بين أيدينا الآن يعالج تلك الأسس بوسطية لابشيء من الاقتضاب ولابشيء من التفصيل وذلك لكي يستفيد منه الطالب المبتدىء والباحث المتخصص.

وقد كان هذا الإدراك الدافع الأساسي لإعداد هذا الكتاب، وهو يمثل الجزء الاول من مؤلفنا، الذي نحاول أن نقدم فيه موضوعات تتناول مناخ الأرض بشكل يعكس المجالات والأنظمة التي يشملها كما يقدم مجموعة من المعلومات الأساسية في هذا العلم ويقترح الطرق التي يمكن أن

يستفاد بها من هذه المعلومات، هذا بالإضافة إلى الجزء الثانى الذى سنقدم فيه موضوعات تتناول الحياة النباتية والحيوانية الطبيعية وعلاقتها بالمناخ والتربة والتضاريس والإنسان الذى يعيش على سطح هذا الكوكب.ومن هذا المنطلق فإن هذا الجزء الأول من مؤلفنا يهدم بتداول دراسة المناخ كنظام يتكون من مجموعة من العناصر المناخية الرئيسية على سطح الأرض، ومحاولات تقسيمه إلى أقاليم مناخية، ثم دراسة الخصائص الهامة لكل إقليم منها. ويسبق ذلك تعريف علم المناخ وأهميته والدراسات المتصلة به وتطوره وفروعه، ودراسة الغلافة الجوى وخصائصه دراسة طبيعية مجردة، بالإضافة إلى دراسة العوامل الجغرافية المؤثرة فى المناخ.

ويتألف الكتاب بين أيدينا من سبعة موضوعات تضمها سبعة فصول، خصص الفصل الأول منها لتحديد مجال دراسة علم المناخ وتطوره، وعلاقته بعلم الأرصاد الجوية، والعناصر المناخية التى يتكون منها المناخ الذى ينظر إليه الآن كنظام له مكوناته من عمليات داخلية وخارجية، هذا بالإضافة إلى فروع علم المناخ المتعددة. بينما أفرد الفصل الثانى للغلاف الجوى والعوامل الجغرافية المؤثرة فى إختلاف المناخ وتباينه على سطح الأرض. ويتناول الفصل الثالث دراسة الطاقة الاشعاعية والحرارة فى نظام المناخ حيث تنتج كل جوانب هذا النظام من انتقال الطاقة وتحولاتها بين نظام الأرض – الجو. والطاقة التى تحرك المناخ هى محورهذا الفصل الأساسى مع إبراز علاقتها بحرارة الأرض وأنماط توزيع درجاتها على سطح الأرض. أما الفصل الرابع فقد خصص لدراسة الضغط الجوى والدورة الجوية العامة فى نظام المناخ وذلك لكى نفهم مناخ كوكب الأرض على أساس معرفة الحركات الأفقية فى الجو بالإضافة إلى نظامى الطاقة والماء. ومن هنا كان الإهتمام فى هذا الفصل بدراسة الدورة الجوية العامة ودورها لكى تحافظ على المناخ الحالى كما نعرفه، بالإضافة إلى دراسة تفصيلية عن القوى التى تعمل على تولید الحركات الأفقية فى الغلاف الجوى مما يمدنا بفهم أفضل للعمليات التى تتحكم فى مناخ الأرض بشكل عام وكذلك مناخ أقاليمها الرئيسية المختلفة. وخصص الفصل الخامس لدراسة حركة الهواء ومراكزها فى نظام المناخ. وتتمثل حركة الهواء فى انتقاله من مكان لآخر سواء كان هذا الانتقال أو الحركة رأسيا أو أفقيا فى شكل تيارات هوائية صاعدة أو هابطة أو فى صورة رياح عليا وسطحية. بالإضافة إلى دراسة مراكز هذه الحركة وتأثيراتها المناخية المختلفة سواء ماتمثل منها فى الكتل الهوائية والإنخفاضات والإرتفاعات الجوية والأعاصير أو الزوابع المدارية بأنواعها المتمثلة فى الترنادو والهاريكين والتيفون. وفى الفصل السادس عولجت الدورة المائية وتفاعلاتها فى نظام المناخ من حيث أن الماء فى كل أشكاله، وكذلك فى كل أنشطته المختلفة فى الجو يلعب دورا هاما للغاية ليس على المناخ فحسب بل أيضا على الحياة ذاتها. وقد ركزت الدراسة فى هذا الفصل على توضيح هذا الدور عند السطح الفاصل بين الهواء والأرض حيث

تكون تبادلات الطاقة حيوية، فدرس التبخر والرطوبة ثم تبعها دراسة السحب والتساقط من حيث قياس كميته وتوزيعه وأنواعه وأنظمته. واستعرض الفصل السابع تصنيف المناخ والأقاليم المناخية عن طريق تقديم وصف كمي للمناخ يهدف إلى تحقيق وصف دقيق للظروف المناخية التى يمكن أن تحدث عند أى مكان على سطح الأرض ضمن إطار علم المناخ الإقليمي الذى يعد فرعا من فروع علم المناخ يهتم بالناحية التحليلية والتركيبية بغية تقسيم العالم إلى أنماط مناخية، ودراسة الصفات المناخية المميزة ضمن وحدة مكانية، وتوضيح أسباب إختلاف تلك الصفات من منطقة لأخرى بالإضافة إلى ذلك شرحت المحاولات الخاصة بتصنيف مناخ العالم وتقسيمه إلى أقاليم مناخية مميزة اعتمادا على أسس موضوعه لتصنيف المناخ وعلى طرق وأساليب لهذا التصنيف معروفة تحدد فى ثلاثة أساليب هى: الأساليب الأصولية والحيوية والتجريبية، ولكل منها تصنيفاته المتعددة. التى أفضت إلى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية أربعة ينقسم كل منها إلى أقاليم فرعية مميزة أيضا.

وغنى عن البيان القول بأن الجغرافية المناخية – بالشكل الذى ورد فى هذا الكتاب – تقوم على شرح الحقائق العلمية، مما يستدعي من القارئ بذل المزيد من الجهد فى استيعاب تفصيلاتها، لذلك كان لأبد أن يكتب المتن بأسلوب سهل، وعرض المعلومات والمفاهيم الأساسية عرضاً مبسطاً ولكنه شاملاً للتطورات الحديثة فى ميدان الجغرافية المناخية ، كما زودنا الكتاب، فى المواضع المناسبة، بأشكال توضيحية وخرائط وأشكال بيانية وصور تعين القارئ على استيعاب مضمون الكتاب. وفهم فحواه. ولاندعى أننا أحطنا بكل أسس المادة، أو أننا جمعنا العلم من أطرافه أو أمسكنا بكل خيوطه، فهناك موضوعات كثيرة مما يدخل عادة ضمن إطار الجغرافية المناخية رؤى عدم الخوض فيها، أما تجنبا لتضخم حجم الكتاد ، وتجاوزه المقنن الزمنى المفروض لهذا المقرر، أو لكون بعض الموضوعات مما يعد من ' مشاكل المتشعبة والمعقدة ويتطلب فهمها الإلمام بكثير من العلوم الأخرى مثل علم طبيعة الجو وعلم الأرصاد الجوية (المتيورولوجيا). فعلى سبيل المثال يتعرض الكتاب لأسس وطرق وإساليب تصنيف مناخ العالم وما يتمخض عن كل تصنيف من تقسيم للعالم إلى أقاليم مناخية خاصة، فلم يعالج الكتاب تقسيماً مناخياً للعالم معالجة تفصيلية شاملة. وقد حاولنا جهدنا أن ندرس بعناية الحقائق الرئيسية فى الجغرافية المناخية، وأن نبرز جوانب مختلفة عنها تضاف إلى ما كتب من قبل.

وفى المحصلة، لاندعى أننا قدمنا الجديد فى عالم التأليف أو خلقنا كل ماجاء فى مضمون هذا الكتاب، ولاندعى أننا أضفنا به إلى العلم نظريات جديدة، لأنه كتاب دراسى يعالج القواعد الأساسية وتفسير الحقائق والشواهد البارزة وتعليل السمات والمعالم المميزة للمناخ على سطح الأرض. وسوف يتضح للقارئ أن الكتاب فى مادته العلمية يعتمد على كثير من أهم المراجع

الأجنبية والعربية التى عالجت وتعالج نفس موضوعات هذا الكتاب، وقد آثرنا عدم ذكر هذه المراجع فى الحواشى وأكتفينا بالحاقها فى ثبت فى نهاية الكتاب ليرجع اليها من يريد التوسع فى البحث والتعمق في الدراسة والوقوف على التفصيلات. ولايقتصر ذلك على المتن فحسب، بل أن معظم الخرائط والأشكال التوضيحية والرسوم البيانية قد نقلت من هذه المراجع بشئ من التصرف. ونود هنا أن نذكر أن من بين المراجع التى استعنا بها فى إعداد هذا الكتاب مرجعاً هو كتاب «علم المناخ المعاصر» Contemporary Climatology المطبوع عام ١٩٨٨، للمؤلفين Ann Henderson - Sellers & Peter J. Robinson لاعتقادنا بأنه يمثل واحدا من أفضل ما كتب فى موضوع الدراسة المعاصرة للمناخ، ولقناعتنا بأن تناوله الشامل للأسس المتعلقة بالظواهر والعمليات الجوية والمناخية يمكن أن يكون له فائدة للطلاب والمهتمين بهذا اللون من المعرفة. وقد سبقنا إلى ذلك الدكتور محمد نجيب عبد العظيم فى محاولته التى ظهرت عام ١٩٩٦ والتزامه واستناده إلى نفس المرجع الأجنبى على وجه الخصوص مضمونا وتبويباً، إلا أننا لم نلتزم بمثل ما التزم به، بل قمنا بتعريب بعض فصوله - بتصرف - التى تم اختيارها لما وجدت فيها من الشمولية والدقة، أكدتها العلاقات الرياضية العديدة التى أبرزت الترابط القائم بين المناخ وجوانب البيئة الطبيعية والبشرية. إلا أننى لمست بعض النقص فى فصول أخرى ووجدت إمكانية سده بما توافر لدينا من معطيات ومعلومات تغنى عن تلك الفصول. وقد استعنت فى ذلك بعدد من المؤلفات من أهمها كتاب "Atmosphere, Weather and Climate" لمؤلفيه R.G. Barry & R. J. Chorley المطبوع عام ١٩٨٢ وكتاب "General Chmatology" لمؤلفه H. J. Critchfield والمطبوع عام ١٩٦٦، وأستعنا كذلك ببعض المؤلفات العربية والتى من أهمها الكتب التى وضعها الدكتور على حسن موسى، ويأتى على سدتها كتاب «مناخات العالم» المطبوع عام ١٩٨٩، وكتاب «الطقس والمناخ - دراسة فى طبيعة الجو وجغرافية المناخ» لمؤلفه الدكتور فهمى هلالى أبو العطا (ب.ت)، وكتاب أسس الجغرافية المناخية والنباتية للدكتور على على البنا المطبوع عام ١٩٦٨ وكتاب الجغرافية المناخية والنباتية للدكتور عبد العزيز طريح شرف المطبوع عام ١٩٧٤ ، وكتاب أصول الجغرافية المناخية للدكتور حسن سيد أحمد أبو العينين المطبوع عام ١٩٨٨، وكتاب الجغرافية المناخية والحيوية للدكتور جودة حسنين جودة المطبوع عام ١٩٩٦ . بجانب العديد من الكتب والأبحاث الأجنبية والعربية الواردة فى قائمة المراجع فى نهاية هذا الكتاب.

والكتاب بصورته الحالية وموضوعاته المحددة لايبز أمثالة ولايزاحم أقرانه، فى نفس الميدان، ليحل محلهم، كما لاينكر الجهود المشكورة التى بذلت فى ذات المجال، فمازال بالمكتبة الجغرافية العربية متسع لاستيعاب هذا الكتاب على الأقل لمجرد تنويع وتعدد المراجع أما القارئ

العام والطالب فى المرحلة الجامعية الأولى والباحث المتخصص فى ميدان الجغرافية الطبيعية بصفة عامة، لينهل منها الجميع كل حسب احتياجه. وأود هنا أن أتقدم بالشكر الجزيل إلى كل من شجعنى وعاونني على اخراج هذا الكتاب ومراجعة أصوله، وأخص بالشكر اساتذتى وزملائى بقسم الجغرافيا بكلية الآداب - جامعة الاسكندرية الذين أفدت كثيراً من توجيهاتهم السديدة، وارشاداتهم القيمة، كما أود هنا أن أزجى الشكر للحاج صابر عبد الكريم صاحب دار المعرفة الجامعية بالاسكندرية على تفضله بطباعة ونشر هذا الكتاب. وشكرى الجزيل وأمتنانى العظيم إلى زوجتى التى كانت تخفف الأعباء وتهون الصعاب وتعين على الصبر، وأولادى: الدكتور مهندس أيمن - حفظه الله فى غربته - والمحاسبة شيرين والمهندسة سارة الذين طوقوا جهدى بجهودهم ولولاهم وبدون تشجيعهم ومساعدتهم لما رأى هذا العمل النور.

وبعد، أرجوا أن يكون هذا الكتاب قد حقق الغرض الذى استهدفته، وأن يكونْ لبنة أضعها فى هذا المجال بين يد القارئ، واسهاماً فى إنماء الدراسات الجغرافية المناخية، وأن يجد المهتمون بمثل هذه الدراسات من جغرافيين وغيرهم الفائدة التى أرجوها لهم، كما أرجو أن أكون قد وفقت فى حمل جزء من الرسالة التى تتعهدها الجامعة، وفى الوفاء بجزء مما أدين به للعمل الذى أضطلع بأعبائه، وقد بذلت قصارى الجهد وما أتوقع الكمال فهو لله وحده، أستمد منه العون والرشاد، وأبتغى من فضله التوفق والسداد، له الحمد والتمجيد كما يرضى، وأساله من خير ما حتم وقضى، عليه التوكل، وبه نستعين، وعليه قصد السبيل.

الاسكندرية - ثروت

أول يوليو ٢٠٠٥

دكتور فتحى عبد العزيز أبو راضى

المحتويات

السحب والعمليات المكونة لها (٢٢١)، التساقط (٢٣٩)،الميزانية المائية (٢٦٢).

الفصل السابع: تصنيف المناخ والأقاليم المناخية

مقدمة (٢٦٧)، أسس تصنيف المناخ (٢٦٨)، طرق تصنيف المناخ (٢٧٠)، الأسلوب الأصولي في التصنيف المناخي (٢٧٢)، الأسلوب الحيوي في التصنيف المناخي (٢٧٩)، الأنواع الرئيسية للمناخ وتقسيماتها الفرعية (٢٨٢)، الأسلوب التجريبي في التصنيف المناخي (٢٩٨)، أقاليم العالم المناخية (٣١٣).

المراجع

المراجع العربية (٣١٩)، المراجع الأجنبية (٣٢٠).

الفصل الأول

علم المنــــاخ

مجاله، تطوره، فروعـه

الفصل الأول

علم المنـــاخ

مجاله، تطوره، فروعه

مقدمة:

يؤثر الغلاف الجوى المحيط بكوكب الأرض بطرق متعددة فى المجالات المختلفة فى حياة الإنسان اليومية، فكثيراً ما يتجاوب الإنسان مع هذا التأثير تلقائياً مثلما يحدث حين يفكر فيما إذا كان سيحتاج لمظلة المطر فى يوم ما. وعلى المدى الزمنى الطويل تعكس منازلنا تأثرنا بالمناخ، فقد نقوم مثلاً بشراء أو تركيب أجهزة التدفئة بالمنازل إذا كنا نتوقع شتاءاً بارداً أو جهاز تكييف ليخفف من حدة الحرارة فى الصيف. وعندما نفكر فى زراعة حقل أوحديقة منزلية فإننا نفكر بالضرورة فيما ستكون عليه الأحوال الجوية أو المناخية مستقبلاً، بل أن التخطيط فى القيام بعطلة خارج مكان إقامتنا غالباً ما يتطلب الأمر تفكيراً دقيقاً فيما ستكون عليه حالة الجو فى زمن ومكان العطلة. وكما أن الأفراد يتأثرون بالمناخ فالصناعات الكبرى تتأثر به كذلك، فشركات الكهرباء مثلاً يجب أن تتأكد من قدرة محطات التوليد الخاصة بها على توفير القدر المطلوب من الطاقة لمواجهة أشد أيام الشتاء برداً أو أشد أيام الصيف حرارة. ومؤسسات المياه ومرافقها كذلك يجب عليها أن تتأكد من توفير احتياطى كاف من المياه لمواجهة الاحتياجات أثناء فترات الجفاف الطويلة. وهذه المشكلات، هى مشكلات تطبيقية، وهى فى واقع الأمر مشكلات مناخية تتطلب توقعات بحالات المناخ المستقبلية. ويستهدف علم المناخ الحديث والمعاصر إيجاد الطرق المناسبة لصياغة الحلول الأفضل لهذه المشكلات.

ولئن كان الإنسان قد استطاع أن يغير بعض الشئ من مظاهر سطح الأرض وأن يغزو الفضاء فإنه لم يزل وسيظل خاضعاً لسلطان المناخ والظاهرات الجوية وهو يحاول أن يتحايل على الظروف المناخية بوسائل خاصة ليلائم حياته مع المناخ وظروفه المختلفة. وبالرغم من محاولة الإنسان تفهم العوامل التى تتحكم فى الظواهر الجوية منذ القدم إلا إنه لم يتوصل بعد إلى تفسير مظاهرها جميعاً، ولا تزال مجهوداته ضئيلة بالنسبة إلى عظم تأثير المناخ على معيشة الإنسان ومجالات حياته المختلفة.

مجال علم المناخ:

ولقد اتسع مجال علم المناخ بشكل كبير فى السنوات الأخيرة، وتوجد الآن منظومات من الأساليب المتاحة لعلماء المناخ والمهتمين بالأرصاد الجوية الباحثين عن حلول لمواجهة المشكلات المختلفة المرتبطة بالأحوال المناخية. ولقد كان الدور التقليدى لعلم المناخ هو أن يقوم بدراسة وتحليل قياسات عناصر المناخ المتاحة عبر سنوات طويلة وأن يستخدم هذه البيانات فى

تفسير وتحليل الظواهر الجوية والأحوال المناخية السائدة فى وقت معين وأن يستنتج منها رؤية أو توقعات للمستقبل. ورغم أن الملاحظات والقياسات التى كانت متاحة كانت فى معظمها ملاحظات سطحية عامة (أى مأخوذة من على سطح الأرض) مما يعنى أن استنتاجاتها تمثل تفسيرات محدودة وجزئية لعناصر الجو وظواهره، إلا أنها كانت لاتزال تمثل مصدراً هائلاً للمعلومات، فعالم المناخ لا يزال يستخدم هذه المعلومات والبيانات المتركمة عبر السنين الطويلة ويوظفها فى ضوء فهمه للعمليات المناخية لكى يقدم حلولاً وإجابات لعديد من المشكلات العملية التطبيقية لسنوات طويلة قادمة.

ولقد ساعد استخدام الأقمار الإصطناعية Satellites فى متابعة ودراسة المناخ وفى رصد الظواهر الجوية على تطوير الرؤية المحدودة للمناخ وتوسيع آفاقها. فقد مكنت هذه الأقمار من رؤية المناخ كوحدة شاملة تغطى سطح كوكب الأرض بأكمله لأول مرة. وقد نتج عن هذا تبلور حقيقة أن هناك نظاماً مناخياً يمر فيه مناخ منطقة معينة من العالم بتغير مستمر وأن هذا التغير يرتبط ليس فقط بمناخ مناطق أخرى من الأرض، بل كذلك بالتغيرات والظواهر الجوية والمناخية التى تحدث بالمحيطات أو بمناطق الغطاء الثلجى والجليد فى المناطق القطبية، بل أنه يتأثر كذلك بالأرض ذاتها. ولقد ساهمت هذه الرؤية المتطورة فى تحسين فهم النظام المناخى بأكمله وهو ما ينعكس فى عمل النماذج المناخية Climatic Models. هذه النماذج - وهى غالباً ما تصاغ فى شكل تعبيرات رياضية ومعادلات - تعبر عن القوانين الطبيعية التى تحكم الظروف المناخية. ومن النتائج الهامة لهذا أنه أصبح من الممكن الآن عمل التنبؤات طويلة المدى ومعرفة التغيرات المناخية التى يمكن أن تحدث ومعرفة أسبابها كذلك.

وفى الوقت الذى كانت هذه التطورات العلمية فى مجال الأرصاد الجوية والمناخ تتحقق يوماً بعد يوم كان الاهتمام والوعى بأهمية الظواهر المناخية والجوية يتزايدان باضطراد. ولقد أدت الكوارث المناخية إلى إزكاء روح هذا الاهتمام، كحالات الجفاف الكثيرة التى اجتاحت مناطق عديدة من العالم فى أوائل السبعينيات والتى لايزال بعضها مستمراً - أو على الأقل مازالت آثاره ظاهرة - حتى الآن. ومما زاد من الاهتمام فى العالم بأكمله فى السنوات الأخيرة بالمناخ وبمتابعة التغيرات الجوية على مستوى كوكب الأرض القلق المتزايد من الآثار الضارة لتزايد التغيرات المناخية الناتجة عن النشاط البشرى المكثف والمتصاعد، كزيادة معدلات تركيز غاز ثانى أكسيد الكربون فى الهواء نتيجة تزايد استخدام الوقود الحفرى والمحروقات الكربونية، وهذا قد أدى بدوره إلى مزيد من الاهتمام من قبل المهتمين بعلمى الأرصاد الجوية Meteorology والمناخ Climatology لتحسين الوعى المناخى من أجل مزيد من الفهم للعمليات والظواهر المناخية وتطوير القدرة على التوقع بالأحوال الجوية المستقبلية.

ومن أجل الإلمام بهذه الرؤية المناخية الحديثة فإن هذا الفصل يقدم مدخلاً عاماً لموضوع علم المناخ مركزاً الدراسة أولاً على وجهة النظر الحديثة فى هذا العلم بشئ من التفصيل، ثم يلى ذلك مراجعة سريعة للتطورات التى طرأت فى مجال هذا العلم مع التركيز كذلك على الحدود

والضوابط التي تقيد من إدراكنا في هذا الموضوع سواء كانت حدوداً خاصة بالمشاهدات والملاحظات الجوية أو ضوابط بالجوانب النظرية لموضوع علم المناخ

علم المناخ Climatology :

الجو Atmosphere بأنه جسم من المادة الموجودة في حركة مستمرة، وقد يتراوح مدى هذه الحركة بين حركة الجزئيات الصغيرة، والتي نشعر بها، في حرارة مثلاً إلى حركات تشمل مساحات شاسعة من كوكب الأرض كتلك التي تنتج عنها أنظمة الرياح «السائدة» واسعة المدى لكوكب الأرض. وهذه الحركة نفسها أياً كان حجمها تؤدي إلى حدوث تغيرات في بناء وتكوين الجو. ولعل من أوضح الأمثلة على ذلك دورة الماء وبخار الماء في الطبيعة، والتي ينتج عنها تكون السحب وحدوث المطر أو أشكال التساقط الأخرى. كل هذه الحركات وآثارها هي جزء من علم المناخ، ولعله من الأفضل هنا أن نبدأ بموضوع نظام وتوازنات الطاقة الخاصة بالجو كمدخل منطقي لفهم الحركات المناخية.

تعد الشمس المصدر الرئيسي لكل الطاقات المسببة للحركات المناخية. فالطاقة الصادرة من الشمس تمر عبر الغلاف الجوي إلى سطح الأرض، وخلال اختراقها فإن جزءاً يسيراً منها يمتص بواسطة الغلاف الجوي، وهو الذي ينتج عنه تدفئة الجو، بينما الجزء الأكبر من هذه الطاقة يمتص بواسطة سطح الأرض، وهذا بدوره يؤدي كذلك إلى ارتفاع حرارة الجزء من الغلاف الجوي المحيط بسطح الأرض مباشرة بحيث تكون الأرض هي المصدر الرئيسي لتدفئة الجو. وترتبط كمية الحرارة الممتصة، أي درجة التسخين التي تحدث، بنوع السطح فتختلف بذلك مكانياً وزمنياً. ويؤدي هذا التوزيع غير المتساوي للحرارة إلى حدوث الحركة الأفقية التي تنتج عنها حركة الهواء أو الرياح كما نعرفها، ويؤدي كذلك إلى الحركات الرأسية التي تؤدي بالتالي إلى تكون السحب وحدوث الأمطار وأنواع التساقط الأخرى. وفي النهاية تكون الطاقة التي تم إمتصاصها من الشمس والتي شاركت في التفاعلات والأنشطة المختلفة في داخل الغلاف الجوي قد عادت إلى الفضاء. ومن هذا المنطق فإن المناخ في صورته التي نعرفها يمكن النظر إليه كسلسلة من تحولات وتبادل الطاقة في داخل الغلاف الجوي وبينه وبين سطح الأرض الواقعة تحته. وهذه التحولات والتبادلات من شأنها أن توزع الطاقة على سطح الأرض وأن تحافظ على ميزان الطاقة عن طريق إعادة مقدار منها إلى الفضاء مساو للمقدار الذي يصل الأرض من أشعة الشمس. وكل العمليات المرتبطة بتدفقات الطاقة وتبادلاتها تخضع لقوانين علم الفيزياء، ولهذا فإنه لكي نفهم كيفية حدوث العمليات والتفاعلات الجوية فإن من الضروري أن نفهم القوانين الفيزيائية المتصلة بها. وحيث أن هذه القوانين تصاغ عادة في شكل علاقات ومعادلات رياضية فإن قدراً مناسباً من الإلمام بأساسيات الرياضيات يعد أمراً ضرورياً لفهم العمليات والتفاعلات الجوية.

ويتطور فهمنا للعمليات الجوية والمناخية مع تطبيقنا لقوانين الفيزياء، فإن التقدم في هذا المجال كان بفضل وجود أسلوب أفضل من المشاهدة والقياس، وكذلك فهم أفضل للأسس النظرية والفيزيائية المرتبطة بها. وينعكس فهمنا – على وجه الخصوص – في إبتكارنا المتطور للنماذج

المتقدمة التى تماثل العمليات المناخية، والتى تمكننا من فحص ودراسة تفاصيل هذه العمليات للوصول إلى تقديرات جيدة للظروف المستقبلية للمناخ. ورغم أن استخدام قوانين الفيزياء الأساسية المرتبطة بالمناخ يظل أساساً جيداً لفهم الظواهر المناخية المختلفة إلا أنه من الواضح أن التأثيرات الكيميائية تكون فى غاية الأهمية كذلك، فمن المؤكد أن الطريقة التى تتفاعل بها الطاقة مع الغلاف الجوى تتوقف على التركيب الكيميائى لمكوناته. وفى الوقت الراهن فإن الجو يسوده غازا النيتروجين والأكسجين، بينما عند بداية نشأة كوكب الأرض وغلافه الجوى كان هذا التركيب مختلفاً. فغاز الأكسجين – وهو الغاز الذى يأتى فى المرتبة الثانية من حيث مقداره فى تكوين الغلاف الجوى – قد نشأ نتيجة عمليات التمثيل الضوئى للنباتات الخضراء ولم يكن موجوداً فى أجواء الأرض فى أزمنتها الأولى. وقد ازداد الاهتمام حديثاً وتركز على المكونات الأصغر كغازات ثانى أكسيد الكربون NO_2 والأوزون O_3 وهى مكونات بدأت تركيزاتها تتغير منذ زمن الثورة الصناعية. ولهذه المكونات آثار هامة على حالات وتفاعلات المناخ. ويتطلب فهم تأثيرات هذه المكونات إدراكاً لفيزياء وكيمياء أية تفاعلات ممكنة بين أحدها وبين تيارات الطاقة وتدفقاتها فى الجو.

وتعتمد تغيرات المناخ بشكل أساسى على ظروف سطح الأرض، حيث أن أية تغيرات فى تكوين هذا السطح تؤدى بالتأكيد إلى حدوث تغيرات فى الماخ. ومثل هذه التغيرات تحدث بشكل مستمر كنتيجة للتغيرات فى أسطح المحيطات الناشئة عن التيارات أو التقلبات وما شابهها، أو نتيجة للتغيرات الموسمية فى امتداد مساحات الثلوج والجليد، وكذلك نتيجة للتغيرات التى قد تطرأ على الغطاء النباتى. وكل هذه التغيرات ذاتها تخضع أيضاً لتأثير الأحوال المناخية. ومن هنا فإن من الضرورى لتحقيق فهم شامل للمناخ الإلمام – إلى حد ما – ببعض جوانب علم البحار والمحيطات، ودراسة الجليد وعلم الأحياء.

ورغم أن الباحث فى المناخ يكون عادة مهتماً بتغيرات الحالات الجوية الممكنة أو المتوقعة بعد فترة ممتدة، إلا أن الطريقة الوحيدة الممكنة – عملياً – لمقارنة ونتائج أى وسائل للتوقع الجوى أو أى من برامج النماذج بالمعلومات الحقيقية هو عن طريق مقارنة هذه النتائج بمعلومات المناخ التى تم رصدها وقياسها فى الماضى. ومعلومات المناخ القديمة هذه لايمكن الحصول عليها إلا عن طريق تعاون وجهد مشتركين بين علماء يعملون فى مجالات متعددة، فعلماء الآثار والمؤرخون وعلماء دراسة الإنسان والجيولوجيون وعلماء دراسة الجليد وآخرون عديدون يقدمون خبراتهم من أجل مساعدة الباحثين فى المناخ. ولحسن الحظ فإن هذا التعاون هو تعاون مفيد فى اتجاهيه، حيث يستفيد العاملون فى العديد من المجالات المختلفة كذلك بما يقدمه علماء المناخ من معلومات وخبرات.

تطور علم المناخ

ارتبط تطور دراسة المناخ كعلم ارتباطاً وثيقاً بزيادة القدرة على رصد الجو وملاحظة الغلاف الجوى. وبالمثل فى علوم متعددة، فإن الاكتشافات والملاحظات الجديدة غالباً ما تقدم المعلومات الأساسية اللازمة لتطوير مفاهيمنا حول نظام المناخ وتفاعلاته، بينما النظريات

الخاصة بتلك التفاعلات تتطلب أن نحصل على قياسات جديدة لكي نختبر مثل هذه النظريات. وبالتأكيد فإن أية معرفة تتعلق بكيفية عمل وتفاعلات نظام المناخ وكيف تختلف من وقت لآخر ومن مكان لآخر وكذلك كيفية الإستفادة من أية مصادر أو امكانات توفرها عناصر المناخ تعتمد كلها على ملاحظة ودراسة المناخ ورصد ظواهره وتفاعلاته في مناطق متعددة وعبر فترات زمنية طويلة.

ولقد كانت أوائل الملاحظات المناخية مجرد ملاحظات بصرية أو «محسوسة» بشكل أو آخر، وكانت تتم بدون أدوات أو أجهزة أو تقنيات متقدمة. فتتابع الفصول الأربعة وكذلك فيضان نهر النيل في مصر القديمة ... مثالان واضحان لملاحظات الظواهر الطبيعية الجوية في الزمن القديم. ولقد أصبحت هذه الملاحظات أو الظواهر المرئية منظمة بشكل كاف في زمن الحضارة اليونانية القديمة، بحيث أصبح اليونانيون القدماء قادرين على تقسيم العالم إلى ثلاث أقاليم مناخية رئيسية : الإقليم الحار والإقليم المعتدل والإقليم البارد. ورغم تعدد التفسيرات الخاصة بالمشاهدات والظواهر الجوية ووفرتها إلا أنه لم يتوفر في هذه التفسيرات ما يمكن أن يطلق عليه المنهج البحثي العلمي فيما يتعلق بطبيعة ومسببات هذه الظواهر.

ولقد استمر التركيز على وصف الظواهر والأحوال الجوية وليس تفسيرها لقرون عديدة، وقد أضاف تطور بعض أجهزة القياس والرصد، كمقياس الضغط أو البارومتر Barometer ومقياس درجة الحرارة أو الترمومترThermometer وكذلك الاحتفاظ بالبيانات الخاصة باتجاه الرياح وكميات الأمطار بعداً كمياً لمعرفتنا عن الأحوال الجوية. وبحلول أواخر القرن التاسع عشر وأوائل القرن العشرين أصبح من الممكن وصف مناخ معظم أجزاء سطح الأرض وكذلك سطح جزء كبير من مياه المحيطات بشكل تفصيل واضح. ولقد اعتمدت هذه الطريقة الوصفية بشكل أساسي على الملاحظات المتاحة، وخاصة ما يتعلق منها بالأمطار ودرجات الحرارة، ولعل اعتبار هذين العنصرين الرئيسيين للمناخ لم يكن من قبيل المصادفة. فالأجهزة الخاصة بقياسهما كانت متاحة وكانت قياساتهما ذات أهمية كبيرة لاسيما فيما يتعلق بالزراعة.

وبزيادة أعداد الملاحظات وكمية القياسات واجهت الباحثون مشكلة كبيرة في محاولتهم لوصف المناخ، فقد كانت أعداد البيانات والأرقام ضخمة بحيث كان من الصعب ومن غير العملي ضمها في جداول بسيطة وكان من الضروري وجود نوع من الوصف الإحصائي لهذه البيانات فكانت القيمة الشهرية المتوسطة إحدى الطرق الملائمة، إلا أنه نظراً لتفاوت تلك المتوسطات أو القيم الشهرية من عام إلى آخر، فقد أصبح إيجاد القيم المتوسطة عبر سنوات عديدة أمراً ضرورياً فكانت النتيجة ما يعرف باسم «المعدلات المناخية Climatic Normals» أو مايعرف اختصاراً بتعبيرات المعدلات العادية، وهي قيم تحسب على أساس متوسط ٣٠ عاماً على الأقل، ولقد كان هناك اعتقاد بأن فترة طويلة كتلك تعد كافية للتغلب على التفاوتات السنوية صغيرة المدى وأنها بذلك تقدم معياراً واقعياً للمناخ. وفي الوقت الحاضر فإن المناخ يوصف فقط بالمعدلات الشهرية العادية لمتوسط درجات الحرارة وكميات الأمطار الكلية. وهو مفهوم شائع الاستخدام، حتى حين يكون استخدامه غير معبر عن الواقع أو حتى مضللاً في بعض الأحيان.

ولقد أدى استخدام مفهوم المعدل المناخى Climatic Normal إلى إيجاد وسيلة لتلخيص البيانات لمنطقة معينة، أما تلخيص البيانات مكانياً Spatially فقد توفر عن طريق تقديم مفهوم الإقليم المناخى Climatic Region، فقد وجد أن هناك مجموعات من الأقاليم يمكن أن تجمع فى مجموعة واحدة لاشتراكها فى نفس المعدلات أو القيم المتوسطة، أو لتشابه أنماط معدلاتها الشهرية. وهناك العديد من الدراسات التى اقترحت من أجل تحديد الأقاليم المناخية وتصنيفها، وهذه التصنيفات المناخية قد صيغت فى معظمها على أساس استخدامها فى نهاية الأمر - رغم أن هذه التصنيفات معرفة ومحددة بشكل رئيسى على أساس تحليل ومقارنة بياناتها المناخية. فمعظم التصنيفات المناخية للأقاليم المختلفة تمت بطريقة ترتبط بشكل وثيق بغطائها النباتى، وبالتالى فقد كانت الأقاليم المناخية تعكس - فى واقع الأمر - أقاليم نباتية، وبالتالى فإنه يمكن استخدامها، على سبيل المثال، فى معرفة ملاءمة نوع معين من النبات ينمو بالفعل فى إقليم ما ذى مناخ معين لزراعته فى إقليم مناخى آخر. ورغم أن تصنيف الأقاليم بهذا الشكل لم يعط أهمية لأسباب وجود هذه الاختلافات بين الأقاليم المختلفة. وفى الواقع فإنه من الضرورى أحياناً تناول مثل هذا الأسلوب الوصفى باستخدام عناصر مناخية مختلفة - ليس من أجل مجرد الوصول إلى معلومات تطبيقية فحسب - وإنما أيضاً من أجل معرفة أسباب هذا التنوع الإقليمى.

تطور علم الأرصاد الجوية :

فى الوقت الذى كانت تجرى فيه القياسات الوصفية للمناخ، كان هناك أسلوب آخر مختلف تماماً يتم اتباعه فى مجال علم الأرصاد الجوية Meteorology الذى كان من العلوم الحديثة وقتئذ. ولقد كان ممكناً مع تقدم الاتصالات التلغرافية تجميع الملاحظات والقياسات والأرصاد من مجموعة متنوعة من الأماكن إلى مكان واحد وبسرعة وكذلك تحليلها من أجل التوقع المستقبلى بحالة الجو. وكان الدافع الأساسى فى البداية مركزاً فى التوقع قصير المدى بمسارات العواصف ومع ذلك فقد أدى نوع الأسئلة المطلوب الإجابة عليها من أجل حل تلك المشكلة إلى البحث من أجل فهم القوانين الفيزيائية التى تحكم الجو. وبتطور الفهم زادت ضرورة إجراء المزيد من القياسات والمشاهدات، فقد كانت هناك حاجة لقياسات درجة الحرارة والضغط الجوى، وسرعة الرياح واتجاهها ومدى الرؤية ونوع السحب وكمياتها. وبعد ذلك وحين ازداد الاهتمام بالأرصاد الجوية الخاصة بالطيران زادت أهمية القياسات الجوية للطبقات العليا من الهواء، فتم اختراع أجهزة الراديوسوند (*) Radiosonde. أعقب ذلك، وبعد الحرب العالمية الثانية، ابتكار وسائل المراقبة للسحب والأمطار بالرادار، وقد ساعدت كل هذه القياسات وتقنيات الملاحظة الجديدة على تحسين وتطوير المفاهيم النظرية الخاصة بالعمليات المناخية وكذلك تقدم المقدرة على التوقع بحالة الجو.

وخلال تلك الفترة من التقدم الكبير فى مجال الرصد الجوى كانت المفاهيم الخاصة بالمناخ والعمليات المناخية لاتزال تتقدم ببطء، فقد استمر أسلوب الملاحظة التقليدى، وكانت هناك

(*) radiosonde الراديوسوند : جهاز رصد جوى يعلق بأسفل أحد البالونات وبه أجهزة لقياس وتسجيل درجة الحرارة والرطوبة والضغط الجوى مع الارتفاع.

بعض المحاولات من أجل تفسير وشرح مناخ كوكب الأرض. وقد ثبت أن البيانات والقياسات المناخية ذاتها كانت في كثير من الأحيان بالغة الفائدة. فعلي سبيل المثال، وأثناء الحرب العالمية الثانية، حين كانت العمليات العسكرية تتم في مناطق غير مألوفة، مع استخدام الجنود لآلات ومعدات قد تكون شديدة التأثر بالظروف الجوية، فقد تطلب ذلك توقعاً ممتداً للأحوال الجوية وكذلك تقديرات طويلة المدى لاحتمالات حدوث حالات جوية معينة. وبعد زمن الحرب وما ظهر إبانه من أهمية لتطبيق وربط المعلومات المناخية بالعديد من الأمور الأخرى، حدثت تطورات جديدة في عمليات التطبيق. ولعل أحد هذه التطورات كان ذلك التطور الخاص بفكرة التوازن المائي المناخي واستخدامه المكثف في مجال الزراعة الذي قدمه ثورنثويت Thornthwaite وبعض زملائه في الولايات المتحدة الأمريكية والذي قدمه بنمان Penman في انجلترا. ولقد أعطى ذلك دفعة قوية لفكرة استخدام قياسات ومعلومات الأرصاد الجوية في الأغراض الزراعية. ولا زالت الأساليب التي قدمت - مضافاً إليها طرق ومعادلات أخرى تعتمد في أساسها على مبدأ استخدام القياسات الجوية - تستخدم حتى الآن في حسابات هذا التوازن المائي المناخي فيما يعبر عنه في المجال الزراعي والنباتي بقياس الاحتياجات المائية لمحصول ما أو ما يعرف أحياناً بتقدير معدلات التبخر - النتح Evapotranspiration.

والخلاصة، أنه حتى منتصف الخمسينيات، كانت جوانب كثيرة من التطورات في كل من علمي الأرصاد الجوية والمناخ تستند على الافتراض بأن المناخ ثابت. وأن اختلافات الأحوال الجوية الزمنية كانت مسئولة عن التباينات الصغيرة في المناخ من علم لآخر، إلا أن المعدلات المناخية لم تتغير في المدى الطويل. ورغم اختلاف الكثيرين من علماء المناخ مع هذه النظرية، مبرهنين على ذلك بالعصور الجليدية من عدة آلاف من السنين والعصور الجليدية الصغيرة التي حدثت منذ عدة مئات من السنين كدليل على التغير، إلا أن مفهوم المناخ الثابت أو الاستاتيكي كان مفهوماً مفيداً عند استنتاج وصياغة النظريات الأساسية للعمليات المناخية.

ولعل من الواضح الآن أن المناخ لم يكن أبداً ثابتاً، وفي حقيقة الأمر فإن الانحرافات عن الأحوال التي يفترض فيها الثبات أو المعروفة بـ «المعدلات العادية»، هي التي تؤدي إلى الإضافات العظيمة للمفاهيم الخاصة بالعمليات المناخية إضافة بالطبع إلى تأثيرها الكبير على الإنسان. ولقد كانت هناك عدة انحرافات كهذه في التاريخ الحديث نالت اهتمامات العلماء نظراً لما نتج عنها من نقص في الغذاء، ومعاناة العديد من الشعوب في أماكن متفرقة من العالم. فقد أدت فترة الجفاف التي امتدت لمدة ثلاثين عاماً في الولايات المتحدة الأمريكية مع مطلع القرن العشرين والتي وصلت إلى قمتها فيما عرف بكارثة (*) Dust Bowl ، حيث انجرفت الطبقات العليا من الأرض الزراعية بفعل الرياح ونتيجة للجفاف الشديد في ولايات أمريكية عديدة مما نتج عنه انخفاض إنتاج محصول الذرة في الولايات الخمس الرئيسية المنتجة له بأكثر من ١٥ ٪. وتمثل عملية حصاد محاصيل الحبوب في الاتحاد السوفيتي السابق مثالاً آخر على

(*) The Dust Bowl استخدم هذا المصطلح في أوائل القرن العشرين بالولايات المتحدة الأمريكية للإشارة إلى حالة تدهور الأرض الزراعية. ويستخدم المصطلح بشكل عام لوصف المناطق التي تجرف فيها الطبقة السطحية top soil في فترات الجفاف الشديدة.

أهمية وحساسية المحاصيل للمناخ، فرغم الجهود الكبيرة المبذولة هناك لزيادة الإنتاج الزراعي الكلي بزيادة المساحات المزروعة والتطور التكنولوجي، أدى تدهور المناخ إلى انخفاض الإنتاج عن الكميات المستهدفة في سنوات عديدة وهو ما أدى إلى تحول الاتحاد السوفيتي السابق إلى دولة مستوردة للحبوب في بداية السبعينيات من القرن العشرين، حتى أن أسواق المال في العالم أصبحت تتأثر بهذه التغيرات المناخية، حيث كان سعر الذهب يتأثر بمبيعات الاتحاد السوفيتي السابق الضخمة منه لتوفير الاعتمادات اللازمة لشراء الحبوب في السنوات قليلة الإنتاج.

أما أثر التغيرات الجوية على العالم الثالث فيمكن أن يكون مدمراً، فعلى خلاف الدول المتقدمة، يكون احتياطي الغذاء في دول العالم الثالث قليلاً، ولا تملك هذه الدول القدرة على شراء احتياجاتها من الأسواق العالمية، ولهذا فإن كثيراً من هذه الدول أصبحت تضطر للاعتماد المتزايد على مساعدات الدول المجاورة الغنية. ولقد كانت الآثار البشرية لنتائج الجفاف في إقليم الساحل Sahel region عند الأطراف الجنوبية لمنطقة الصحراء الكبرى في بداية السبعينيات من القرن العشرين آثاراً تدميرية. فخلال الفترة من ١٩٦٨ وحتى ١٩٧٢ كانت كمية الأمطار الكلية الساقطة على هذه المنطقة تقدر بحوالي ٥٠٪ من متوسط معدلاتها بين عامي ١٩٣١ و ١٩٦٠. وقد نتج عن هذا قصر فترات مواسم النمو بشكل ملحوظ. وتقلصت مصادر المياه المتاحة إلى ما يكاد يصل لحد الانعدام، فأدى ذلك إلى انخفاض مستويات المياه الأرضية، كما تقلصت مساحة سطح بحيرة تشاد بمقدار ٦٥٪. وبحلول منتصف الثمانينيات من القرن العشرين كان قد مر ما يزيد عن عقد كامل من الجفاف المتواصل والذى انتهى إلى كارثة مناخية ومعاناة إنسانية امتدت عبر أجزاء شاسعة من القارة الأفريقية كلها في المناطق الواقعة مباشرة جنوب الصحراء الكبرى وحتى القرن الأفريقي شرقاً.

ولقد وقعت مأساة أخرى مشابهة ناتجة عن اختلافات المناخ الشديدة عند سواحل بيرو بأمريكا الجنوبية في عام ١٩٧٢م. ففي تلك المنطقة تمثل صناعات المصايد وحرف صيد الأسماك، خصوصاً أسماك الأنشوجة مصدراً رئيسية للغذاء المحلي، وأحد أعمدة التصدير للخارج، فقد حدثت الظاهرة المحيطية المعروفة باسم النينو El Nino وهي الظاهرة التي تؤدي إلى حدوث ارتفاع مفاجئ في درجة حرارة مياه المحيط، مما نتج عنها تدمير الثروة السمكية حيث أدت إلى انخفاض في إنتاج صيد أسماك الأنشوجة من حوالي ١٢ مليون طن إلى أقل من ٢ مليون طن فقط. ويبدو أن ظاهرة الـ El Nino يمكن أن تكون أوسع مدى وأكبر أثراً، ففي نوفمبر من عام ١٩٨٢ حدثت هذه الظاهرة بشكل كبير وغير عادي وأدت إلى حدوث مضايقات كبيرة في مناطق السواحل الغربية لقارة أمريكا الشمالية، وإلى حدوث جفاف مأساوي في استراليا.

وحتى المناطق التي كان يتم فيها تحليل ودراسة الظروف المناخية، قبل تقديم «محاصيل الثورة الخضراء» تعرضت للعديد من المشكلات، فقد استندت التحليلات كلها إلى الفترة «العادية» الممتدة من ١٩٢٥ – ١٩٥٥، والتي كانت في واقع الأمر فترة «غير عادية». وقد نتج عن ذلك زراعة محاصيل لم تكن مناسبة لظروف المناخ الذي ساد في فترة السبعينيات والثمانينيات من

القرن العشرين، ولقد شملت حالات فشل المحاصيل الناتجة عن أحوال المناخ محصول البن فى البرازيل ومحصول القمح فى استراليا وكذلك خسائر تصل إلى حد الكوارث فى المحاصيل الزراعية الأساسية مثل الذرة الرفيعة والأرز فى أجزاء كثيرة من أفريقيا وجنوب شرق آسيا.

ولقد ادت هذه الأمثلة بالغة الوضوح حول تغيرات المناخ إلى قناعة فى الستينيات والسبعينيات من القرن الماضى بأن المناخ الثابت قد أصبح مفهوماً غير مقبول، فالدلائل المتعددة والتى تشمل معلومات من علوم الآثار والتاريخ تشير كلها إلى أن التغيرات المناخية - وليس الاستقرار المناخى - هى الأصل، وأصبح المناخ يرى على أنه أساساً متغير وليس العكس - وهنا ظهر تحد جديد، أو قل مشكلة جديدة وهى : كيف يمكن التوقع إذن بالتغيرات المناخية؟ ومع هذه المشكلة الجديدة ظهرت قياسات جديدة وعمليات رصد متطورة وهى تلك التى جاءت مع بدء عصر الأقمار الاصطناعية.

الأقمار الاصطناعية وعلم المناخ

أضاف ارسال المعلومات من الأقمار الاصطناعية بعداً جديداً لعلم المناخ. ففى الماضى كانت معلوماتنا قاصرة على قياسات سطحية لموقع معين على سطح الأرض وعند زمن معين. والآن يمكن للأقمار الاصطناعية أن تقوم بمسح شامل فورى لكوكب الأرض وأن تعطى صورة ثلاثية الأبعاد. إضافة لذلك فإنها تقوم بقياس تدفقات من وإلى الغلاف الجوى وهى معلومات لايمكن الحصول عليها بأى طرق قياس أخرى. وقد أدت هذه المعلومات الجديدة إلى تطور فى فهمنا للظواهر الجوية وإلى امكانية عمل أو تطوير برامج للنماذج المناخية كما أنها جعلت من الممكن التوقع بالتفاعلات والتغيرات المناخية بشكل أفضل.

وتعطى الأقمار الاصطناعية كميات ضخمة من البيانات، ولحسن الحظ فإن العقود القليلة الماضية قد شهدت تطوراً سريعاً أيضاً فى تكنولوجيا الحاسب الآلى التى تمكنا من التعامل مع هذه الكميات الكبيرة من البيانات، إضافة إلى البيانات الأخرى التى يتم الحصول عليها بطرق تقليدية بسرعة وكفاءة عاليتين.

وعلى هذا فعلم المناخ يحصل الآن على بياناته ومعلوماته من ثلاثة مصادر:

أ - الملاحظات والقياسات السطحية التقليدية وهذه محددة المواقع وهى بيانات ممتدة لفترات طويلة.

ب - بيانات طبقات الجو العليا وتعد تقريباً بيانات محددة المواقع كذلك. وهى بيانات ممتدة وتغطى فترة زمنية طويلة نوعاً.

جـ - بيانات الأقمار الاصطناعية والتى تغطى مساحات شاسعة من كوكب الأرض، وفيها قدر من البيانات يرجع لفترات قصيرة نسبياً.

ويتطلب علم المناخ استخدام هذه المصادر الثلاثة معاً لكى يمكن الاستفادة منه بشكل كامل. وفى الواقع أنه على الرغم من أن معظم ما نعرفه الآن هو نتائج بيانات وقياسات سطحية

وقياسات من طبقات الجو العليا، إلا أن قياسات الأقمار الاصطناعية تمكننا من تحسين وتطوير مفاهيمنا المناخية، بل إنه يمكن القول أنها قد أحدثت ثورة فى طريقة إدراكنا فى مجال علم المناخ. وحتى الآن فإن معظم معلومات وقياسات الأقمار الاصطناعية تستخدم فى دراسات حول عمليات المناخ وحالات الجو على مستوى كوكب الأرض: بينما لم تؤثر قياساتها وبياناتها بشكل كبير على القياسات الخاصة بالمناطق الجغرافية الأصغر، كما أنها - فى أغلب الأحيان - لم تؤثر كذلك كثيراً على تطبيق المعلومات المناخية على المستويات الإقليمية المحدودة، ولكن هذه الصورة بدأت فى التغير بالفعل؛ ويمكن أن نتوقع المزيد من التطبيق مع زيادة دور قياسات الأقمار الاصطناعية بطريقة تتكامل مع القياسات المناخية التقليدية.

العناصر المناخية:

هناك مجموعة متنوعة من «العناصر elements» التى تكون المناخ. ولسنوات عديدة تركز علم المناخ على عنصرين من هذه العناصر وهما درجة الحرارة وكمية التساقط من أمطار وغيرها وهما العنصران اللذان نلاحظهما أكثر من غيرهما واللذان لهما أكبر أثر على حياتنا اليومية، وهما بالفعل عظيما الأهمية في دراسة ووصف حالة الجو، ولهما آثار هامة وبعيدة المدى فى العمليات الجوية والمناخية إلا أنهما ليسا على الاطلاق عنصرى المناخ الوحيدين، فمدة سطوع الشمس وضغط الهواء وسرعة واتجاه الرياح وكذلك الرطوبة الجوية والتبخر ونوع وكثافة السحب وكذلك مدى الرؤية هى إضافة هامة لقائمة عناصر المناخ المختلفة التى نلاحظها كل يوم. وبعض العناصر الأخرى قد تكون على نفس القدر من الأهمية بل أكثر فى أوقات أو ظروف معينة، وعلى سبيل المثال يعد المحتوى الرطوبى للتربة ودرجة حرارة التربة والتبخر عناصر حيوية من وجهة نظر الزراعة وهى عناصر مرتبطة بالمناخ، وكذلك فإن تركيزات المواد الملوثة وحموضة مياه الأمطار هى عناصر ذات أهمية فيما يتعلق بصحة الإنسان، بينما تدفقات الطاقة الإشعاعية تعد بالغة الأهمية للمشتغلين بعلم المناخ فى نطاق محاولتهم فهم التفاعلات والعمليات الجوية.

وعلى هذا فالمناخ يتكون من «خليط mixture» من هذه العناصر. وفى واقع الأمر فإن تعريفات المناخ قد تعكس الأهمية النسبية التى نضفيها أكثر على كل عنصر من تلك العناصر مقارنة بالعناصر الأخرى. فالشخص المسئول عن تقدير معدلات استخدام الكهرباء فى منطقة ما قد يفكر فى المناخ فقط من حيث درجات الحرارة، حيث أن الحرارة هى العنصر الذى يلعب الدور الرئيسى فى معدلات استخدام الكهرباء وتغير الطلب عليها من يوم إلى آخر؛ بينما قد يكون للمزارع أو المشتغل فى مجال الزراعة تعريف أكثر تعقيداً، فقد تكون الأمطار هى المصدر الرئيسى لمده باحتياجاته للماء اللازم للزراعة، وقد يمثل التبخر مصدراً لاستهلاك تلك المياه، وكذلك فالحرارة تحدد له طول مواسم النمو وتؤثر أيضاً على مقدار الفقد بالتبخر. وقد يؤثر المناخ الغائم على نضج نباتاته ويؤخرها أو قد يمنع نموها بالكامل، بينما قد تؤدى الرياح الشديدة أو عواصف البرد إذا ما حدثت فى وقت غير ملائم إلى تدمير محصوله أو محاصيله بالكامل.

ونحن كدارسين لعلم المناخ يجب أن نهتم بهذه العناصر مجتمعة. وبالطبع فليست جميعها على نفس القدر من الأهمية فى كل الأوقات أو تحت كل الظروف، بالإضافة إلى ذلك إننا بالقطع نعلم قدراً يسيراً نسبياً عن بعض هذه العناصر، وهذا ينسحب بشكل خاص على تلك العناصر التى لدينا منها قدر محدود من البيانات والقياسات. وبعضها يمكن الحصول عليه عن طريق الأقمار الاصطناعية فقط، بينما بعض العناصر والقياسات الأخرى مثل الاضطرابات أو الدوامات الجوية يتطلب أجهزة دقيقة، وتكون القياسات بالتالى قاصرة أساساً على مواقع الأبحاث المتخصصة. وهناك عناصر أخرى أيضاً مثل المطر الحامضى acid rain لم تلق القدر الكافى من الاهتمام حتى وقت قريب، وعلى الجانب الآخر فإن عناصر درجات الحرارة والأمطار يتم قياسها فى عشرات الآلاف من المواقع أو محطات الأرصاد الجوية فى العالم كله. ورغم أننا سنتناول كلا من هذه العناصر فى أجزاء مختلفة من هذا الكتاب فإنه يمكن تقسيمها إلى ثلاثة أنواع هى : عناصر مقاسة Measured elements ، وعناصر مشتقة Derived elements ، وعناصر تابعة (بديلة) Proxy elements.

أولا : العناصر المقاسة .

لعل أكثر أنواع العناصر المناخية أهمية بالنسبة لنا هى تلك العناصر المقاسة بشكل فعلى (مباشر) وقد تعطى الأجهزة المستخدمة فى القياس قياسات مباشرة، أو قياسات بالاتصال، حيث تكون أداة القياس على اتصال مباشر مع العنصر المقاس، أو قياسات بالاحساس عن بعد (تعرف أحياناً بقياسات الاستشعار عن بعد) حيث تقوم أداة القياس بقياس اشعاعات العنصر المقاس، وهذه الاشعاعات يتم تحويلها إلى القياس المطلوب. ومع استثناءات قليلة فإن الملاحظات السطحية وملاحظات طبقات الجو العليا كذلك هى فى جملتها قياسات اتصال أو قياسات مباشرة، بينما تلك التى تتم بواسطة الأقمار الاصطناعية هى قياسات بالاستشعار عن بعد.

وتعد القياسات السطحية قياسات موقعية أى خاصة بمكان جغرافى معين - وتعبر عن زمن القياس فحسب - وعادة ما تكون هناك شبكة من المحطات المصممة بحيث يمكن بسهولة مقارنة قياسات إحدى المحطات أو المواقع مع تلك المقاسة فى موقع أو مواقع أخرى، لهذا فإن القياسات تتم باستخدام أجهزة وأدوات قياسية حيث يتم استخدامها أيضاً بأساليب وطرق قياسية متفق عليها. وكثير من القياسات يتم الاتفاق عليها فى اتفاقات دولية، بين الجهات المتخصصة، وتقوم هيئات ومحطات الإرصاد الجوية فى كل دولة بتنفيذ وتطبيق تلك الإتفاقات، وتعمل على التأكد من أن كل محطاتها تستخدم نفس القياسات ونفس الأجهزة والأسلوب أو الأساليب المتفق عليها. ولكن هناك أيضاً العديد من محطات الأرصاد الجوية غير الرسمية التى تقوم بالرصد والقياسات وجمع البيانات، وهذه قد تكون ملتزمة أو غير ملتزمة بالأساليب والأجهزة القياسية فى جمعها للبيانات. وأية بيانات يتم الحصول عليها من مثل هذه المحطات يجب التحقق دقتها بإمعان قبل استخدامها.

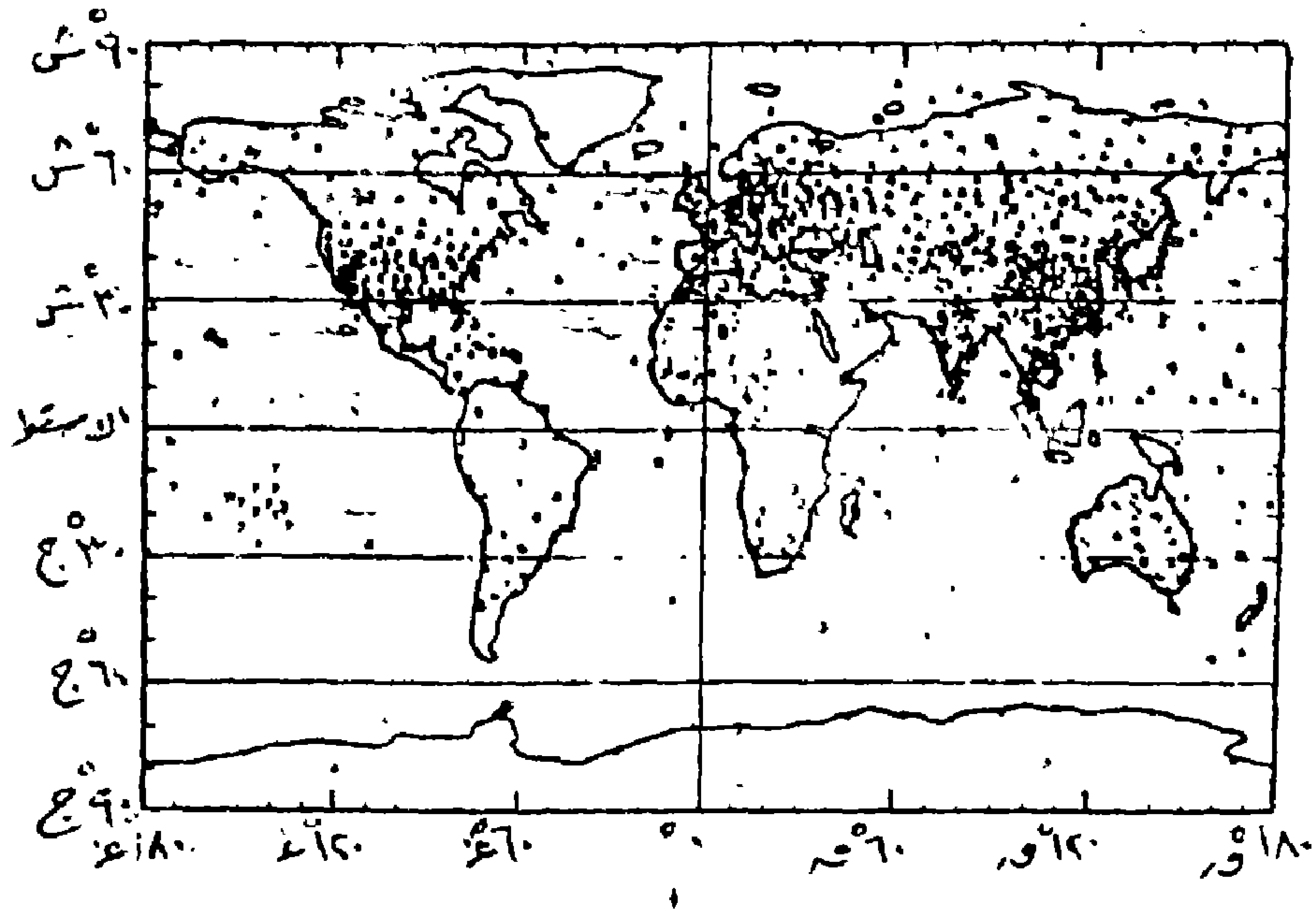
ومن المعروف أن المنطقة التى تمثلها قياسات عنصر معين من عناصر المناخ ليست محددة بوضوح، فتحديدها يتوقف جزئياً على العنصر المناخى المقاس نفسه وعلى طبيعة

وحواص المنطقة . فدرجات الحرارة فى المناطق الجبلية على سبيل المثال أو فى منطقة حضرية كالمدن قد تتغير بشكل كبير عبر أمتار قليلة من مكان وجود جهاز القياس، بينما فى المناطق المستوية المفتوحة والخالية قد لاتختلف درجات حرارة عبر عشرات الكيلومترات. وبالنسبة للأمطار فتفاوتها فى منطقة معنية يتوقف على المنطقة وعلى نوع السحب التى تسبب الأمطار. ويعتمد تعريف مساحة المنطقة المقاس عناصرها جزئياً على الاستخدام الذى توجه إليه تلك البيانات، فإجراء بحث مفصل حول أثر المناخ على أمراض النبات قد يتطلب إجراء العديد من القراءات والقياسات فى عدة أمتار مربعة أو أقل. بينما على الجانب الآخر قد تعد محطة واحدة للرصد الجوى ممثلة بشكل كاف لمنطقة تمتد آلافاً من الكيومترات المربعة حين يكون الهدف هو وصف الأحوال المناخية عبر المنطقة من أجل إقامة مشروع للقوى الكهربائية مثلاً. إلا أنه فى الاستخدامات العامة العادية والتقليدية قد تستخدم إحدى القياسات السطحية لوصف الأحوال الجوية فى منطقة غير محددة المعالم، بينما تستخدم سلسلة من المحطات القياسية لتحديد الاختلافات بين المواقع المختلفة.

وتستخدم القياسات السطحية، سواء على يابس الأرض أو مسطحاتها المائية، منذ سنوات عديدة وينتج عنها قدر كبير جداً من البيانات والمعلومات حول تغيرات المناخ أو الأحوال الجوية من وقت إلى آخر. وكل تغير - حتى ولو كان صغيراً عبر أمتار قليلة - يعرض أجهزة القياس لظروف مختلفة تؤثر فى قراءاتها، وكثيراً ما يكون ضرورياً فحص الخصائص السطحية من أجل تحديد ومعرفة الآثار الناتجة عن تغير موقع أجهزة القياس. وحتى بدون تغير الموقع فإن الظروف المحيطة نفسها قد تتغير، نتيجة لإزالة إحدى الأشجار مثلاً، أو البدء فى الأخذ بتشريع جديد للحد من تلوث الهواء، أو اتساع حدود الامتداد الحضرى. فكل هذه العوامل يمكن أن تؤثر على قياسات الأجهزة وبياناتها، ولهذا فإنه رغم أن البيانات المسجلة لفترات طويلة فى مكان ما قد تمدنا بمعلومات قيمة حول تغيرات المناخ إلا أن البيانات نفسها يجب أن تفحص بدقة قبل استخدامها فى استخلاص نتائج محددة. والقياسات فوق المحيطات - كما هو متوقع - أقل فى حجمها عادة من تلك التى تؤخذ على سطح يابس الأرض. وتحتفظ بعض الدول بسفن متخصصة فى عمليات الرصد والقياسات الجوية فى مواقع ثابتة من البحار والمحيطات. ويتزايد دور عوامات الرصد بالمحيطات كى تزويدنا بالمعلومات حول المناخ بالمحيطات. وتقوم هذه العوامات أيضاً بأخذ قياساتها وقراءاتها بطرق قياسية بقدر الامكان فى مواجهة الأحوال الجوية المحيطية التى غالباً ما تكون عنيفة، وتقوم بنقل هذه المعلومات إلى مراكز أرضية غالباً عن طريق الاتصال عبر الأقمار الاصطناعية.

ويعد استخدام أجهزة الراديوسوند Radiosonde أكثر الطرق شيوعاً فى أخذ القياسات فى طبقات الجو العليا، وهى مجموعة من أجهزة القياس تعلق أسفل أحد البالونات، وتقوم بقياس درجات الحرارة والرطوبة والضغط أثناء ارتفاعها إلى أعلى، وتستخدم قياسات الضغط الجوى فى تحديد الارتفاع فوق سطح البحر. وترسل البالونات إلى أعلى مرتين فى اليوم، عند الظهر وعند منتصف الليل بتوقيت جرينتش GMT من عدة مئات من المحطات المنتشرة فى العالم. وتستخدم بعض المحطات نوعاً أكثر تطوراً من هذه الأجهزة يعرف باسم راونسوند

Rawinsonde وهى تقيس – إضافة إلى ماسبق – سرعة الرياح واتجاهها (شكل ١ – ١)



شكل (١ - ١) : توزيعات البيانات المقاسة والمتاحة من أجهزة الراوينسوند Rawinsonde فيما بين السنوات ١٩٦٢ - ١٩٧٢. والبيانات فوق اليابس الأرضي مأخوذة من محطات الأرصاد الجوية بينما تلك الخاصة بالمحيطات مأخوذة من سجلات وتقارير السفن.

وتستخدم بعض الطائرات المجهزة خصيصاً فى بعض الأحيان للقيام بعمليات الرصد فى طبقات الهواء الجوى العليا، إلا أن هذا لايتم بشكل منتظم، بل يقتصر استخدامها على الأبحاث التجريبية الخاصة بأحوال جوية معينة. وتستخدم أحياناً أنواع من الصواريخ المجهزة تجهيزات خاصة للقيام بدور مماثل فى الطبقات الجوية الأكثر ارتفاعاً. ومعظم هذه القياسات هى قياسات اتصال مباشرة، حين تكون أجهزة القياس على اتصال بالعناصر المقاسة. وهى كذلك قياسات موضعية تتحدد دقتها فيها بمدى دقة أجهزة القياس نفسها وبمدى العناية المبذولة فى صيانتها وكذلك الدقة فى تحويل القراءات إلى شكل من المعلومات يمكن للباحثين فى علم المناخ استخدامه.

وعند التعامل مع القياسات والملاحظات التى تجمع عن طريق عمليات الرصد بواسطة الأقمار الاصطناعية تظهر مجموعة جيدة من مشكلات الدقة. فالقمر الاصطناعى هو فى واقع الأمر محطة لأجهزة قياس تعمل بالاستشعار عن بعد، وجهاز القياس الذى قد يستخدم فى قياس درجات الحرارة السطحية أو الجوية أو كميات بخار الماء فى طبقات الجو المتعاقبة، أو الجهاز الذى قد يقوم بمجرد عمل مرئية رقمية digitized image للسحب ولسطح الأرض، يقوم فى واقع الأمر باستشعار الاشعاع المنبعث أو المنعكس من الجسم المقاس. وبالتالى فإن هناك مشكلة التأكد من أن جهاز القياس «ينظر» بالفعل إلى العنصر المطلوب قياسه، وبالإضافة إلى ذلك هناك

مشكلات خاصة بانتقال الاشعاع عبر الغلاف الجوى، مما قد يؤثر على القياس نفسه. وتعبر النتائج المقاسة فى هذه الحالة - بعد تصحيحها - عن القيمة التكاملية لمنطقة الرؤية التى يغطيها جهاز القياس بأكملها والتى تمتد مساحتها عدة مئات من الكيلومترات المربعة على الأقل، وهو ما يجعلها مختلفة بالكامل عن القياسات السطحية. إلا أن الخصيصة الكبرى لهذه القياسات والتى تجعل استخدام الأقمار الاصطناعية أمراً يستحق الجهد المبذول هو أنها تمكن من إجراء قياسات لمناطق نائية ليس بها أية مصادر معلومات بديلة، إضافة إلى أن الأقمار الاصطناعية تقوم بتغطية سطح الأرض بشكل مستمر.

ثانياً: العناصر المشتقة:

إضافة إلى العناصر المناخية التى تقاس بالفعل، توجد مجموعة أخرى من العناصر التى تشتق منها. ومن الأمثلة شائعة الاستخدام على هذا النوع من العناصر تأثير الحرارة (التسخين)، أو درجات حرارة / أيام مواسم النمو، أو مجموع درجات الحرارة الأعلى من قيمة معينة عبر فترة زمنية ما، والتى تستخدم فى حساب إحتياجات التدفئة، أو احتمالات أن تؤدى الثلوج إلى إعاقة الحياة فى مدينة ما، أو معامل التبريد الرياحى الذى يعطى تقديراً كمياً لدرجة الإحساس ببرودة الهواء. وهذه القياسات - وبينما هى مشتقة من قياسات مناخية مباشرة - فإنها تلعب دوراً هاماً فى وصف المناخ من أجل تطبيقات معينة. ويعد التبخر حالة خاصة كأحد العناصر المشتقة، حيث إن القياسات المباشرة للتبخر ممكنة. إلا أنه نظراً لأن الوصول إلى نتائج دقيقة هو أمر يتطلب تكلفة عالية وجهوداً كبيرة فإن القياسات المباشرة للتبخر تكون قاصرة على أماكن محدودة. والتبخر مع هذا هو عنصر شديد الأهمية من نواحى عديدة من مجالات إدارة المياه، ولذا فإنه قد صيغت بعض الطرق والمعادلات للحصول على تقديراته من عناصر مناخية أخرى شائعة وسهلة القياس.

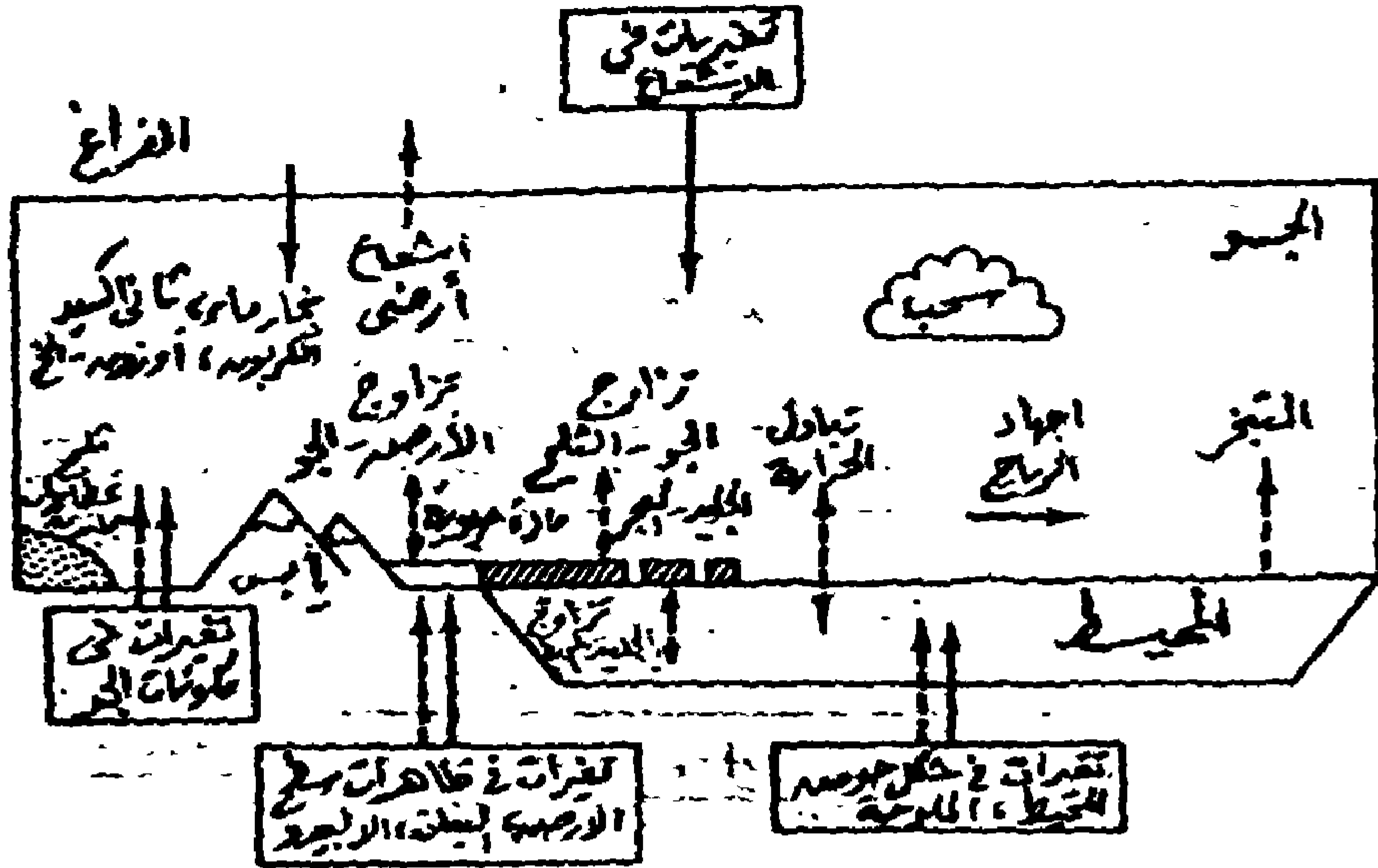
ثالثاً: العناصر التابعة (البديلة):

العناصر التابعة أو البديلة هى عادة ما تكون مؤشرات غير مناخية لأحوال مناخية، وتستخدم عادة لاستنتاج أحوال المناخ فيما قبل البيانات المقاسة بواسطة الأجهزة، فحلقات الأشجار وحبوب اللقاح Pollen وترسيبات البحيرات Lake Varves، وحتى مواعيد حصاد المحاصيل المتحصل عليها من المذكرات واليوميات القديمة كلها استخدمت كعناصر بديلة، وقد يكتشف المزيد من هذه العناصر البديلة فى المستقبل.

نظام المناخ:

يتمثل مفتاح الفهم الحالى للمناخ وكذلك العلم المناخ فيما يعرف بنظام المناخ الذى يربط ليس فقط أجزاء الجو المختلفة، بل أيضاً أنواع الأوساط المتعددة والموجودة تحته للوصول إلى صورة متكاملة (شكل ٢-١). والنظرة إلى المناخ كنظام System ليست جديدة تماماً إلا أن التركيز على تأثير سطح الأرض يضيف بعداً جديداً مهماً، فلقد اتضح أنه من المستحيل فهم تدفقات ودورات الطاقة والمادة فى الغلاف الجوى دون اعتبار الأرض التى تقع تحته. وأى

اعتبار لتبادلات الطاقة، والذي يمثل نقطة البداية والإطار العام لدراسة علم المناخ، يجب أن يتضمن تأثيرات سطح الأرض. فالجو يستمد حرارته من أسفل كنتيجة لامتصاص الأرض للطاقة الشمسية، إلا أن الأسطح المختلفة تتصرف بطرق مختلفة إزاء استقبال تلك الطاقة، فالجليد والثلوج تعكس معظمها، بينما ترتفع درجة حرارة سطح الأرض بدرجة سريعة نسبياً، أما المحيطات فإنها تمتص الطاقة وتختزنها دون ارتفاع ملحوظ في درجة حراراتها، وقد تتحرك هذه الطاقة المختزنة في المحيطات من مكان إلى آخر بحيث يعاد توزيعها بواسطة تيارات المحيطات أو قد تهبط إلى أعماق كبيرة لكي تعاد إلى السطح وتنطلق منه بعد سنوات طويلة. ومن هنا نرى أن الأسطح المختلفة تتفاوت في زمن الاستجابة وبالتالي فليس هناك انتقال آلي سريع للطاقة من السطح إلى الجو. وقد اتجه الانتباه إلى نتائج هذه الاختلافات مؤخراً فقط حين بدأنا في رؤية النظام المناخي بشكله ومفهومه الشاملين:-

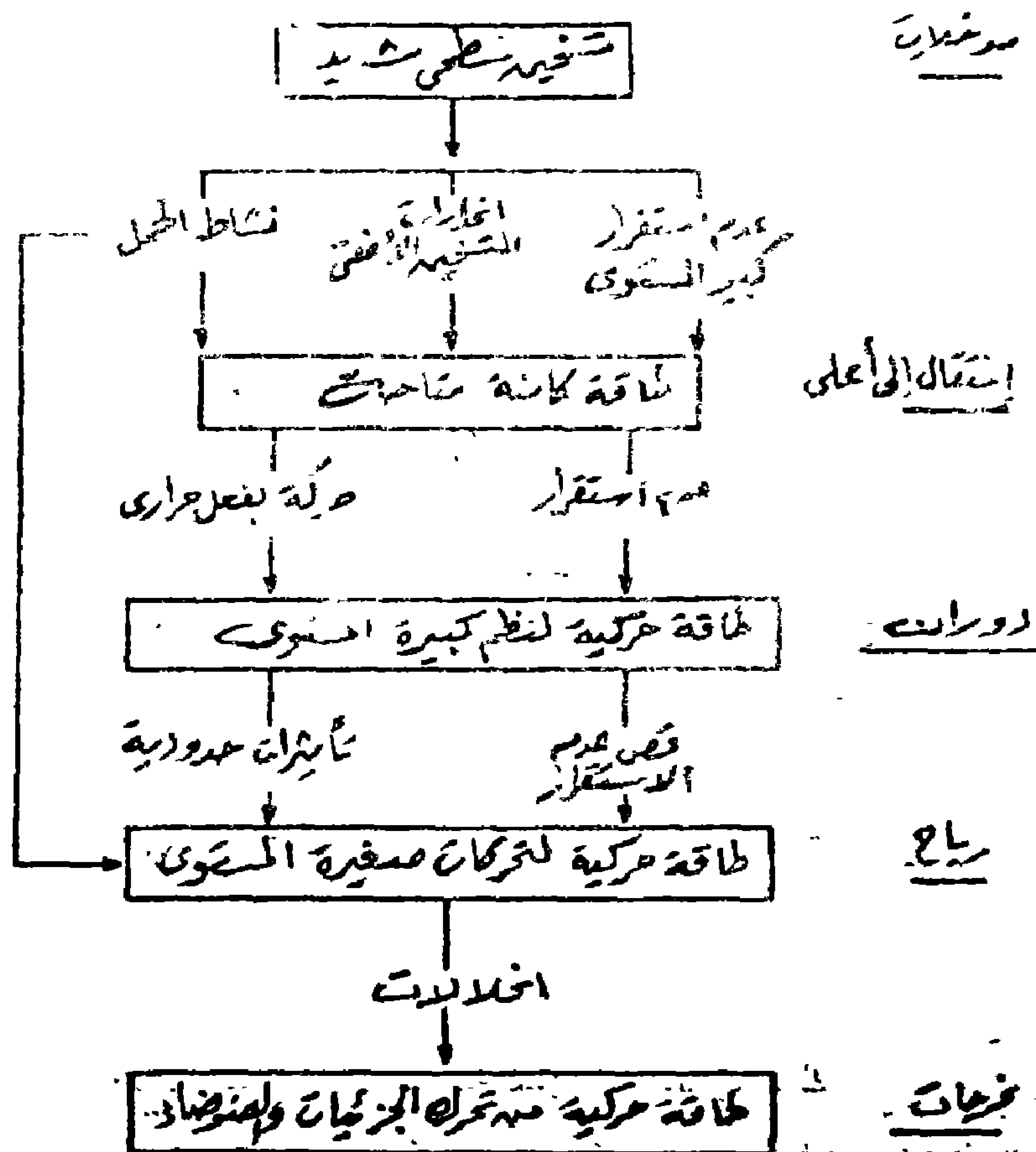


شكل (٢-١) : رسم تخطيطي يبين مكونات نظام المناخ. وتمثل الأسهم المتصلة الخطوط العمليات الخارجية بينما تمثل الأسهم ذات الخطوط المتقطعة العمليات الداخلية.

ومن هذا المنطلق، فإنه يجب أن نهتم بحركة المادة في الجو وكذلك بتبادلاتها بين الغلاف الجوي وسطح الأرض. ومن وجهة النظر الخاصة بعلم المناخ فإن الماء في أشكاله المختلفة يعد أكثر الأمور أهمية في الحاضر، حيث ينتقل من سطح الأرض إلى الجو، ثم ينتقل في الجو لكي يعود في آخر الأمر إلى سطح الأرض مرة أخرى. وجزء كبير من دورة الماء معروف بدقة. غير أن المواد والعناصر الأخرى بخلاف الماء التي تمثل مكونات هامة للمناخ بدأت في لفت

الانتباه مؤخراً، ولعل أكثرها ملاحظة هو غاز ثانى أكسيد الكربون، فإحدى المشكلات الرئيسية فى التوقع بأى مناخ مستقبلى قد ينتج عن زيادة تركيز هذا الغاز فى الجو، فهذا التركيز يتوقف بشكل كبير على المقدار الذى سوف يستهلك من ثانى أكسيد الكربون الزائد فى العمليات والتفاعلات السطحية التى تحدث على سطح الأرض. وكما سبق فإن أنواع الأسطح المختلفة من الأرض لها أزمنة استجابة متباينة، تنعكس على هذه التفاعلات بين سطح الأرض والجو. وفى الوقت الحالى فإن معلوماتنا فى هذا الشأن قليلة جداً، ومن هنا – مرة أخرى – تتضح الحاجة الماسة إلى النظر إلى نظام المناخ بصورة شاملة ومتكاملة.

ويتضح الدور الأساسى لسطح الأرض – حتى حين تعد التحركات الجوية ظواهر معزولة منفصلة – فيما يمكن وصفه بشلالات «تدفقات» الطاقة Energy Cascade (شكل ٣–١). ونقطة البداية هى عملية التسخين الشديد لسطح الأرض الذى يرجع إلى أن الجزء الأكبر من الاشعاع



شكل (٢-١) : التحولات الجوية للطاقة. تنتج كل الطاقة الداخلة إلى الجو تقريباً من عملية تسخين السطح والتي تنشأ من امتصاص الاشعاع الشمسي. وتتقاص الحركات كبيرة المستوى إلى حركات صغيرة المستوي وأخيراً إلى صورة طاقة حركة جزيئية.

الشمسي يتم امتصاصه على سطح الأرض مكوناً بذلك مصدر الطاقة الرئيسي لجميع صور الحركة في الغلاف الجوي. وتؤدي التباينات المكانية في عملية التدفقة تلك إلى خلق تدرجات حرارية أفقية واسعة النطاق. وكذلك إلى وجود حالات من عدم الاستقرار المحلية الناتجة عن حركة تيارات الحمل المحلية، فأي كتلة هواء تتعرض للتسخين من أسفل (عملية دخول طاقة input) ترتفع إلى أعلى مسببة بذلك زيادة مقدار الطاقة الكامنة المتاحة (عملية رفع أو صعود uplift). وهذه الطاقة الكامنة تنطلق إما في صورة تيارات حمل أو في شكل تدرجات أفقية في الطاقة تنتج عنها تحركات أفقية على نطاق كبير، وكذلك أنماط جوية (دورات) على المستوى الشامل، وحينما تمر الرياح الناتجة فوق سطح الأرض تؤدي حالات عدم الانتظام السطحية إلى حدوث حالات عدم الاستقرار المحلية أو غيرها من الآثار المرتبطة بتأثيرات سطح الأرض. ويكون مصير أي من مساري الطاقة هو الانتهاء إلى حركة جزيئية عشوائية وهو ما يمثل مخرجاً للطاقة (output). وكل تحولات الطاقة التي تشكل نظام تدفق الطاقة هي تحولات غير منتجة لطاقات جديدة مما يؤدي إلى انتهائها إلى صور من الطاقة ذات مستويات أقل كالحرارة أو الضوضاء noise بمعناها الطاقي (والتي هي تذبذبات عشوائية لعنصر معين تنتج عن تأثيرات أخرى خلاف التأثير المطلوب قياسه). وعلى مقياس أكبر فإن الطاقة قد تنتقل بشكل مباشر إلى المحيطات عن طريق خلق الأمواج والحركة السطحية للمياه، كما أنه قد تبين حديثاً أن التفاوتات في طول النهار هي نتيجة لتبادل كميات الحركة بين الغلاف الجوي وجسم الأرض.

المستويات (المقاييس) المكانية والزمنية للمناخ:

كما أشرنا سابقاً، هناك العديد من مستويات النشاط في الجو، وكل منها مرتبط بنوع من الأساليب المستخدمة في الرصد وفي القياس وكذلك في عملية دراسة وتحليل القراءات والقياسات. وفي الواقع فإنه تبعاً لأن الجو هو في حالة حركة مستمرة فإن المستويات التي تهمنا قد تتفاوت، من مستوى يقتصر على أحد المنشآت أو حتى المنازل، إلى مستوى يشمل كوكب الأرض، على أنه من الصعوبة أن نصف ونفهم كل النشاطات والعمليات الجوية على كل مستوياتها. لقد اتبع علماء المناخ أسلوباً تقليدياً من أجل تناول مدى هذه المستويات المختلفة بأفضل طريقة ممكنة، وهذا الأسلوب يستند على تقسيم هذه المستويات إلى عدد من الأقسام، فكان هناك المدى المصغر micro والمحلي (الموضعي) local، والمتوسط meso، وكذلك المدى الكبير macro (شكل ٤-١). وقد بني هذا التقسيم على مجموعة من العوامل من بينها أسلوب أو تقنية القياس أو الملاحظة اللازم لوصف الظاهرة أو الظواهر على أحد هذه المستويات. وكذلك المنهج التحليلي اللازم للوصول بالقياسات إلى فهم لتلك الظواهر. وهناك نقطة هامة يجب ذكرها في هذا المجال، وهي أن الظواهر قصيرة المدى غالباً ما تحدث على مستوى مكاني صغير كذلك، بينما الظواهر طويلة المدى تؤثر في الغالب على مساحة واسعة، وبالطبع فإن الظواهر المناخية طويلة المدى هي في واقع الأمر مجموعة كبيرة العدد من الظواهر أو الأحوال المناخية قصيرة المدى، وكذلك فإن الظواهر ذات النطاق الجغرافي الواسع هي مجموعة من الظواهر أو التأثيرات المحلية. وبالتالي فإنه رغم أن التقسيم يركز على الاختلافات في طرق التعامل مع الظواهر ذات المستويات أو المقاييس المختلفة، إلا أن هناك روابط شديدة الصلة بين هذه

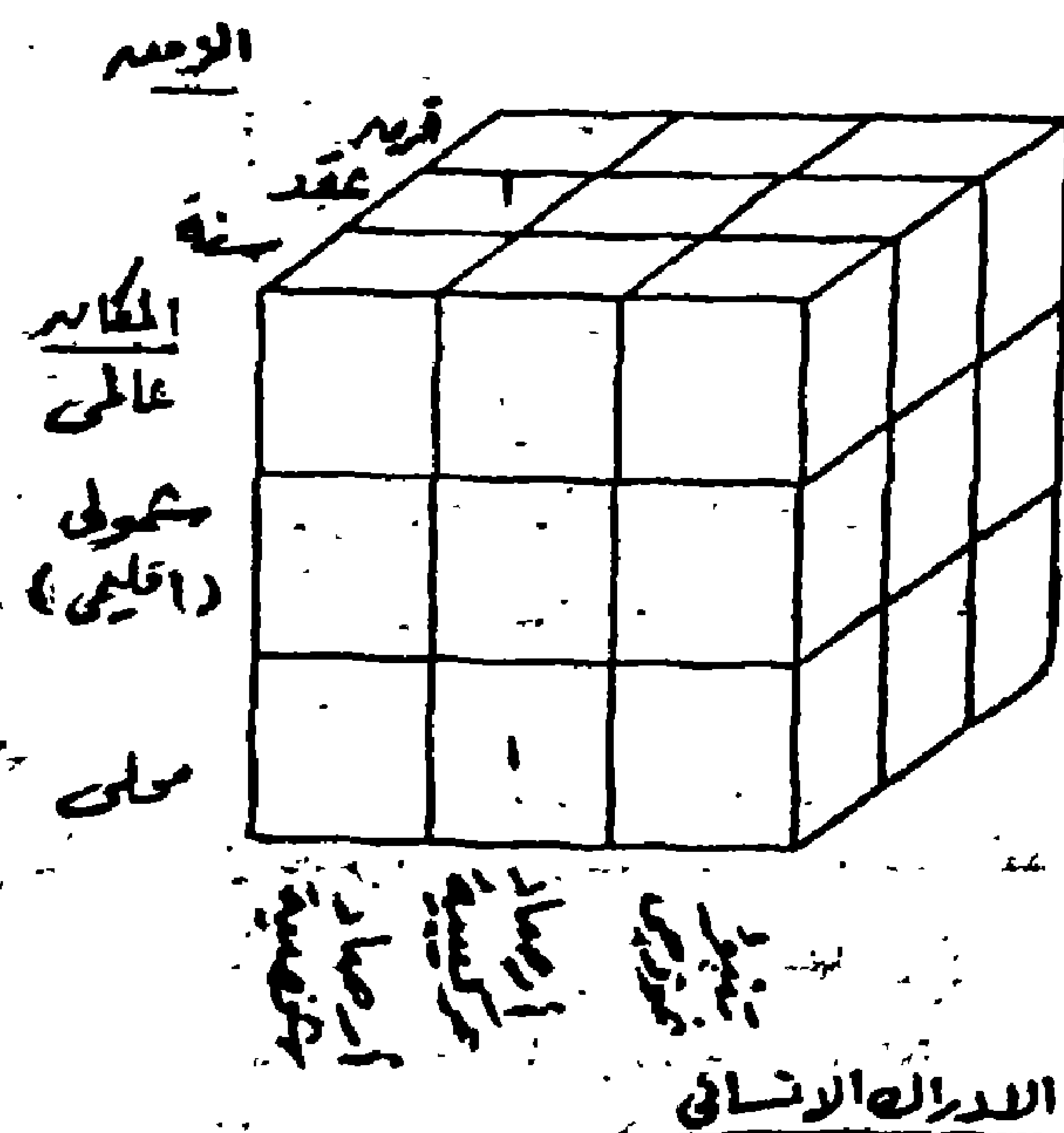
شكل (٤-١) : المستويات الزمنية والمكانية للظواهر الجوية المختلفة، هناك علاقة خطية بين حجم الظواهر الجوية ومستوياتها الزمنية.

المستويات وبعضها البعض.

ومع هذا فإننا لا نود أن نوحي هنا بأنه يفضل أن ينظر إلى المناخ على أنه مجموع عدد من الظواهر الصغيرة المدى مكانياً أو زمنياً تكون في مجموعها ظاهرة واحدة كبيرة. وفي الواقع فإننا سنبدأ أولاً بالتركيز على ميكانيكيات المناخ التي تؤدى إلى حدوث الظواهر الجوية كبيرة المستوى كما تظهر في عمليات موازنات الطاقة والماء. ومن تلك الميكانيكيات والظواهر نصل إلى استخلاص ماهية وكيفية حدوث الدورات الجوية والمحيطية. يلي ذلك عرض كيفية تأثير الأحوال الجوية التي تحدث على مستوى كوكب الأرض على المناخ على مستوى المناطق الواسعة وكذلك على المستويات المحلية. أي أننا ننظر إلى الملامح المناخية كبيرة المستوى التي تعد ثابتة نوعاً أولاً ثم نصل منها إلى أحوال المناخ السطحية على المستويات التي تؤثر في حياة الإنسان اليومية أثراً مباشراً.

وكل الملامح المناخية المذكورة في شكل (٤-١) عادة ما ينظر إليها على أنها تمثل جوانب من علم الأرصاد الجوية Meteorology ، رغم أن جوهر ذلك العلم كان دائماً وبشكل تقليدي مرتبطاً بالمستويات المشار إليها كمستويات شاملة Synoptic والتي تتعامل مع مناطق ذات مساحات محدودة وتغطي مدى زمنياً قصيراً. والوسائل أو التقنيات المستخدمة في تلك المناطق هي وسائل عديدة ومختلفة وغالباً معقدة. فعلم الأرصاد الجوية يركز على خلق مفاهيم تؤدى

إلى توقعات جوية قصيرة المدى محددة المكان والفترة الزمنية، بينما علم المناخ Climatology يهتم بمفاهيم تؤدى إلى رؤية وتوقعات مستقبلية أطول زمناً والتى هى بالقطع ليست محددة بالزمن. وقد تكون فقط – وبصورة عامة – محددة بالمكان. ومن هنا فإن العديد من الأساليب الخاصة بالأرصاد الجوية تقع خارج مجال اهتمامنا المباشر فى هذا الكتاب، إلا أن الكثير من المفاهيم المرتبطة بعلم الأرصاد الجوية يجب أن تدخل كجزء أساسى ضمن مفاهيم علم المناخ. وفى الواقع فإنه كلما اقترب علم الأرصاد الجوية وعلم المناخ من بعضهما البعض وتداخلا فإن المزيد من التفاعل والتبادل بين المجالين يكون مطلوباً. ورغم أننا كدارسين للمناخ يجب أن نستفيد تماماً من النتائج المتحصل عيها من الأبحاث والمعلومات الخاصة بالأرصاد الجوية إلا أن المفاهيم المشار إليها فى شكل (٤-١). يجب أن تمتد وتتسع إذا أردنا حقاً إضفاء صورة تمثل علم المناخ بشكل واقعى. فيجب أولاً أن نمد من المدى الزمنى لكى تشمل الأحوال المناخية من عشرات السنين إلى آلاف السنين، ويجب أيضاً أن نضيف بعداً آخر يمثل الإدراك أو الاستيعاب الإنسانى لعناصر المناخ وأهميتها، فمثل هذا الاستيعاب الإنسانى يجب أن يكون حاضراً فى الحسبان إذا ما أردنا أن يتحول التقدم فى فهمنا للمناخ وعملياته وظواهره إلى مبادرات وأفعال من قبل المجتمعات الإنسانية المختلفة بحيث تستفيد منها أو تخفف من الآثار الضارة الناتجة عنها. وعلى هذا فإن شكل (٥-١) قد اقترح ليمثل البعد الإنسانى لعلم المناخ. ويمكن تصور الجوانب المتعلقة بعلم الأصراد الجوية الممثلة بشكل (٥-١) على أنها الجوانب التى تشكل المنطقة الواقعة قرب الجانب الأيسر للوجه الأمامى من مكعب المناخ. وفى الواقع فإن هذه المنطقة بعينها هى التى نعلم الكثير عنها. وهنا يمكن القول بأن علم المناخ المعاصر يمثل الجهود المبذولة لتطوير معلوماتنا لكى تغطى باقى أجزاء ذلك المكعب.



شكل (٥-١) : مكعب المناخ. يمكن النظر إلي المناخ علي أنه يتواجد في ثلاثة أبعاد علي الأقل، الزمن والمكان والإدراك الإنساني - الأقسام الموضحة هنا لهذه الأبعاد هي اختيارية ولكنها تعكس أهمية التفاعل بين تلك الأبعاد.

فروع علم المناخ

علم المناخ الفيزيائي:

تحدث بعض العمليات الأساسية فى المناخ على جميع المستويات أو هى تحدث دون ارتباط بمستوى معين - هذه العمليات يمكن التفكير فيها باعتبارها ضوابط المناخ، ودراستها تسمى عادة بعلم المناخ الطبيعى أو الفيزيائى Physical Climatology. ونظراً لأن المناخ هو نتاج طاقة فإن اعتبارات الطاقة ستكون نقطة البداية. وعلى هذا فإننا نتداول العمليات الجوية فى هذا السياق باعتبارها سلسلة من النشاطات التى تستخدم الطاقة القادمة من أشعة الشمس وتحولها إلى صور أخرى من الطاقة تحركها من مكان إلى آخر فى الغلاف الجوى، ثم تعيدها فى النهاية إلى الفضاء مرة ثانية. وفى هذا المجال تستخدم بعض النتائج المباشرة لنظام الطاقة، لاسيما توزيع الحرارة، ولعل أحد أهم نتائج تبادلات الطاقة هذه هى نشأة دورة الماء. والتى تشمل الثلوج عند مناطق القطبين الشمالى والجنوبى من كوكب الأرض، والماء فى صورته السائلة بالمحيطات والبحار، والأمطار، وكذلك فى صورة بخار الماء فى الغلاف الجوى. فالماء - فى صوره المختلفة كلها - ليس أساساً للحياة فقط ولكنه يؤثر على نظام الطاقة أيضاً، كما أنه يتأثر بها كذلك، فهو إذن ليس فقط جزء من المناخ ولكنه يلعب دوراً بالغ الأهمية فى خلق المناخ نفسه.

علم المناخ الديناميكي:

بمجرد أن نضيف اعتبارات الحركة الأفقية للهواء - الرياح - لدورات المناخ فإننا نكون بصدد فرع آخر من فروع علم المناخ وهو علم المناخ الديناميكى Dynamic Climatology. ويقسم علم المناخ الديناميكى إلى ثلاثة مستويات لكى يوضح بشكل أكثر تحديداً كيف تولد ضوابط المناخ ما نعرفه الآن بالمناخ الكامن. وعلى هذا فيهتم بالمقياس أو المستوى الأكبر وهو المتعلق بالأرض ككل، أو بالأجزاء الغالبة من كوكب الأرض. وهنا سيتفاوت المدى الزمنى من فصول إلى عشرات السنين وهذا المدى هو المستوى الذى يمكن من خلاله أن تستخدم الملاحظات والقياسات الفعلية لتطوير عملية فهم المناخ بصورة دقيقة وشاملة.

علم المناخ التفصيلي:

ظهر فى ألمانيا فى بداية القرن العشرين نوع جديد من الدراسات المناخية التى فرضتها الحاجة الشديدة لمضاعفة استخدام الأراضى الزراعية حتى يمكنها أن تواجه التزايد المستمر من السكان، فقد رأى بعض الباحثين وعلى رأسهم العالم كراوس Gregor Kraus أن علم المناخ يمكنه أن يقدم خدمات كثيرة لهذا الاستخدام، ولكنهم لاحظوا أن الدراسات المناخية العامة التى

تعتمد فقط على المعادلات التى تنشرها المراصد المختلفة كثيراً ما تعطى صورة مشوهة لما هو موجود فى الطبيعة فعلاً، لأن هذه المعادلات تهمل كثيراً من التفاصيل المهمة التى قد تكون لها آثار هامة فى حياة النباتات ، كما أنها تهمل فى معظم الأحيان مراعاة الظروف الجغرافية المحليه التى يكون لها أحياناً أثر واضح فى تنوع المناخ واختلافه من بقعه لأخرى فى الاقليم الواحد، ولذلك فإن الدراسات المناخية العامة لم تكن لها الفائدة المرجوة فى الحياة العملية خاصة ما يتعلق منها بالاستخدام الاقتصادى للأرض.

وليس من شك فى أن الحياة النباتية التى تغطى سطح الأرض فى بعض الأماكن ودرجة كثافتها لها كذلك تأثير ظاهر على المناخ، وهو تأثير ملطف فى غالب الأحيان. ويكفى أن نشير إلى ما نلمسه فى حياتنا العامة من فرق واضح بين مناخ المدن ومناخ الريف، ولو أننا يجب أن نلاحظ من ناحية أخرى أن ظروف المدن نفسها بما فيها من مبان ومصانع وما ينتشر فى جوها من أتربة ودخان ومواد عالقة، وفى منازلها من مواقد، كل ذلك له دخل كبير فى اظهار الفرق بين مناخ المدن ومناخ الريف.

وقد ثبت أن الظروف المحلية تلعب دوراً هاماً فى تنوع مظاهر المناخ وما يترتب على ذلك من تنوع فى مظاهر الحياة المختلفة داخل المنطقة الواحدة، ولهذا فإننا نجد أن الجغرافيين أخذوا فى الآونة الأخيرة يهتمون بصفة خاصة بدراسة تفاصيل المناخ فى مناطق صغيرة محدودة المساحة، أكثر من اهتمامهم بدراسة المظاهر العامة فى مناطق واسعة، وقد أدى هذا الاتجاه الحديث إلى تشعب علم المناخ واتساع مجال البحث فيه من هذه الناحية أيضاً، فبدأنا نعلم مثلاً عن موضوعات جديدة مثل مناخ المدن ومناخ سطح التربة، أى على أرتفاع لايزيد عن متر واحد منها، ومناخ الوديان، وغير ذلك من الموضوعات التى أصبح يضم بها فرع جديد عظيم الأهمية من علم المناخ يطلق عليه بصفة عامة اسم «علم المناخ التفصيلى .Microclimatolog»، وقد أصبح علم المناخ التفصيلى فى الوقت الحاضر من أهم العلوم التى توجه اليها الدول المتقدمة عناية بالغة لما له من أهمية اقتصادية خطيرة يبدو أثرها واضحاً بالنسبة لتوزيع مظاهر الإنتاج سواء منها ما هو زراعى أو ماهو صناعى.

علم المناخ التطبيقي:

يعد علم المناخ التطبيقى Applied Climatology من أحدث فروع علم المناخ وأصبح الأن علما واسعاً له علاقاته المتشعبة مع العلوم الأخرى، وقد عولج فى كتابات عديدة مثل: Brooks (1950), Crithchfield (1966), Smith Keith (1975), Hobbs (1981)., وليس من شك فى أن المناخ من أهم العوامل الطبيعية التى تتدخل بطريق مباشر أو غير مباشر فى تشكيل سطح الأرض وما عليه من مظاهر متباينة، سواء فى ذلك تلك المظاهر الخاصة بتضاريس

القشرة الأرضية وتكوينها، أو تلك التى تتصل بتكوين التربة وبحياة النبات والحيوان بجميع أنواعهما، وليس الانسان بأقل الكائنات الحية تأثراً بهذا العامل سواء فى الماضى أو الحاضر، فلئن استطاع العقل البشرى أن يغير بعض الشئ من مظاهر سطح الأرض، وأن يغزو بمخترعاته أجواز الفضاء وعروض البحار وأن يرتاد سطح القمر، فإن الانسان كان ولم يزل وسيظل دائماً عبداً لظاهرات الجو وأحوال المناخ، ولن يستطيع مهما طال الزمن أن يتحرر كلية من سيطرتها عليه وتحكمها فى مشروعاته وأنشطته، بل وفى لونه وصحته ومزاجه، ولن نستطيع أن ندخل هنا فى تفاصيل العلاقة بين المناخ وحياة الإنسان. التى هى الميدان الأساسى لعلم المناخ التطبيقى.

وعموماً فقد بدأ علم المناخ منذ نشأته بداية تطبيقية، فما أن بدأ الانسان يتنفس هواء جوه، ويتلمس التباينات الموجودة ما بين أجزاء بيئته المحدودة، حتى شعر بضرورة البحث عن دور الظاهرات الجوية فى تحديد طرق معيشته، والعمل على ضبط تأثير تلك الظاهرات وتجنب نتائجها ومآسيها إن أمكن له ذلك، وهو مايمثل ميدان علم المناخ التطبيقى.

الفصل الثاني

الغلاف الجوي
والعوامل المؤثرة في المناخ

الفصل الثاني

الغــلاف الجــوي

والعوامل المؤثرة في المناخ

مقدمة:

يعد الهواء أرخص ما في الوجود إلا أنه بمعايير الحياة أغلى ما في الوجود، فقد يستطيع الإنسان أن يستغنى عن الطعام والشراب عدة أيام ولكنه لا يستطيع أن يبقى حياً لدقائق محدودة دون أن يستنشق الهواء ويزفره، ولقد منحتنا الطبيعة وفرة في الهواء لا نظير لها، على الرغم من أن الهواء ليس بكثافة اليابس أو الماء، حيث يقدر وزن أو كتلة الهواء على سطح كوكبنا الأرض بحوالى خمسة مليون بليون طن وحوالى نصف هذه الكتلة تزيد دون مستوى ارتفاع خمسة كيلو مترات وأكثر من ٩٩٪ منها دون ٣٥ كيلو متراً ارتفاعاً، يستهلك منها الإنسان أكثر مما يتناوله من طعام أو شراب، فالإنسان العادى يتناول في اليوم الواحد حوالى ثلاثة كيلو جرامات من الطعام والشراب، إلا أنه في الوقت نفسه يستنشق حوالى تسعة كيلو جرامات من الهواء (ثلاثة عشر لتراً) يومياً أو ما يزيد على خمسة الاف لتراً سنوياً.

ويتميز الهواء بمقاومته لبعض الأجرام السماوية التي تحاول عبوره من الفضاء متجهة إلى سطحه. ويعمل الاحتكاك الذي يتم بينه وبينها على تفتيتها وتدميرها؛ قبل أن تبلغ سطح الأرض، كما هي الحال في الأجرام الصلبة الصغيرة الحجم التي تحترق بهيئة شهب عند عبورها الجو الخارجي متولداً من احتكاكها به حرارة كبيرة تكفي لاشتعالها وتوهجها وتدميرها.

ولولا الغلاف الجوي لما وجدت الحياة على سطح الأرض، ولا كانت هناك سحب ورياح وعواصف ... إلخ. ذلك أن الجو ضروري للحياة لأن فيه أوكسجين الحياة وملاذها النقي، وهو الوسط الذي تحدث فيه مظاهر الطقس كافة. والجو درع الأرض الواقي الذي يحميها من الأجسام الصلبة الكونية الشهابية، ومن الإشعاع الشمسي فوق البنفسجي المميت، كما يمنع حدوث التطرف الحراري الكبير عند سطح الأرض، ويزود الأرض بمقومات الحياة الأساسية.

كما أن الهواء يشكل الغلاف الجوي الذي يعد المؤثر الأساسي على الغطاء النباتي حيث لا تقتصر الأهمية هنا على مكونات الهواء وإنما تمتد إلى ما يحدث من تقلبات وتغيرات في العناصر الجوية كدرجات الحرارة - الرطوبة - سرعة الرياح - وكمية المطر إذ قد يسقط المطر على بعض البقاع الجدباء فيحييها، بينما قد تشح الأمطار في بقاع أخرى فتصبح جدباء، ولهذا تثار كثيراً من الأسئلة عن دقة التنبؤات الجوية ومدى مطابقتها للواقع أو اختلافها عنه ويرجع ذلك ليس فقط لأن الظواهر الجوية هي المسيطرة على نشاطات الأفراد والجماعات من ناحية الزراعة والصناعة والمواصلات بل أنها مطلوبة أيضاً للطيران.

ويعانى من النقص فى دقة التنبؤات الجوية فى الوقت الحاضر كل دول العالم بلا استثناء، وترجع أسباب عدم مطابقة التنبؤات الجوية للواقع إلى أن الهواء وهو غاز يتحرك وينتشر فى سهولة ويسر على أجزاء مختلفة الخواص من سطح الأرض متبادلاً معها الصفات ثم ينتشر إلى أماكن أخرى، وبذلك تكون خواص الكتل الهوائية هى محصلات الصفات المكتسبة من الأسطح التى مرت عليها ومتأثرة بأشعة الشمس واختلاط بعضها البعض مما يصعب التكهن بما يعتريها من تغيرات. ومن ناحية أخرى فإن عملية التنبؤ الجوى تستلزم بالضرورة معرفة العناصر الجوية عند أماكن مختلفة من سطح الأرض وبقدر ما نحصل عليه من معلومات جوية بقدر ما تزداد دقة التنبؤات. فإذا ما أخذنا فى الحسبان أن سطح يابس الأرض يشكل حوالى ثلاثين بالمائة من مساحة الأرض فإن معظم محطات الأرصاد تكون موزعة بالقرب من الأماكن المأهولة بالسكان أى على مساحة لا تتعدى خمسة عشر بالمائة من مساحة كوكب الأرض تتناقص إلى عشرة بالمائة إذا ما استبعدنا المعلومات غير الدقيقة من العناصر الجوية التى تنشأ عن أخطاء القياسات وعدم دقة الأجهزة، من ذلك نستطيع معرفة مدى الصعوبة فى التنبؤات بالظواهر الجوية اعتماداً على معلومات تمثل جزءاً ضئيلاً من مساحة كوكب الأرض.

وهناك محاولات جادة لدراسة إمكانية التحكم فى الجو، وهى خطوة سوف تليها زيادة الدقة فى التنبؤات الجوية، وذلك بانشاء بعض السود فى أماكن مختلفة من المحيطات ... بهدف تحويل مسارات بعض التيارات البحرية مما ينشأ عنه تعديل خواص الكتل الهوائية التى تنساب على هذه المناطق، كما أنه قد قدمت بعض الأبحاث للتحكم فى الجو باستخدام التفجيرات النووية على مناطق معينة فى بحر الشمال وذلك بهدف تعديل مسار الكتل الباردة التى تتجه إلى الجنوب ال... فى قارة أوربا والبحر المتوسط، إلا أن صعوبة الحصول على قنابل ذرية نظيفة تعد مشكلة أساسية لم يتم التغلب عليها حتى الآن. كما أن التغيرات الجوية التى سوف تنشأ عن هذا التحويل سوف تصاحبها بعض الأخطار والخسائر التى لا يحمد عقباها.

وعلى المستويات المحلية اجريت عدة تجارب لاستمطار السحب بواسطة القاء بعض الأبخرة القادرة على تكثيف بخار الماء الجوى، وكللت بعض هذه التجارب بالنجاح إلا أنه لا يمكن أن نجزم بأن الطرق المستخدمة حالياً تعد مثالية يمكن الحكم على نتائجها الكمية ومدى نجاحها، بل لابد من تدريب أعداد عديدة من المؤهلين علمياً للعمل فى مجال الأرصاد الجوية وأبحاث طبيعة السحب بهدف استغلال وتطويع المحيط الجوى الهائل الذى يعيش الإنسان على قاعه.

التكوين والتركيب الرأسي للغلاف الجوي

الجو هو غلاف من الغازات يحيط بكوكب الأرض وليس لهذه الغازات طعم ولا لون ولا رائحة، انما يستدل على وجودها بحركتها كرياح أو هياجها على شكل اعصار يقصف الأشجار ويهدم المساكن ويغرق السفن، ولولا وجود الجو لتعذر على الإنسان أن يطير. ولما فارق بخار الماء سطح البحار. ولا توغلت السحب فى البلاد فسقتها بأمطارها وجعلتها صالحة للحياة –

ولما سرى صوت من مكان لآخر. وبدون الجو أيضاً لسقطت النيازك بشدة كبيرة على سطح الأرض وأحدثت فجوات عميقة مثل الذى يحدث على سطح القمر.

ولقد أثبتت الدراسات أن الهواء عبارة عن خليط ميكانيكي وليس مركباً كيميائياً حيث يتكون أساساً من عنصر النتروچين حيث يشكل هذا الغاز حوالى ٧٨,٠٨٤ ٪ من حجم الهواء وعنصر الأوكسجين ويمثل حوالى ٢٠,٩٤٦ ٪ من حجم الهواء. علاوة على هذا توجد عدة غازات نسبتها ثابتة في الجو مثل الأرجون والأيدروچين والكريتون والهليوم وغازات أخرى نسبتها متغيرة مثل بخار الماء وثاني أكسيد الكربون وغاز الأوزون. انظر الجدول رقم (١ - ٢). علاوة على ذلك أظهرت أرصاد الأقمار الاصطناعية أن هذه الغازات مختلطة في الغلاف الجوى على نحو لافت للنظر بنسب ثابتة حتى ارتفاع حوالى ٨٠ كيلو متراً.

ويرتبط الحديث عن الغلاف الجوى ارتباطاً وثيقاً بما يحمل من بخار الماء، فبالرغم من وجوده في الجو بكميات قليلة إلا أن له تأثيراً فعالاً في بقاء الحياة على سطح الأرض وأهم مظاهره السحب والأمطار التي لولاهما لما نما النبات ولا عاش الإنسان والحيوان على سطح كوكب الأرض وبذلك تكون كل الظواهر الجوية، باستثناء عواصف الرمل مرتبطة ارتباطاً وثيقاً ببخار الماء. ومما يجدر ذكره أن بخار الماء الجاف أى الخالى من قطرات الماء أخف وزناً من الهواء الجاف إذا ما تساوت الأحجام والضغوط ودرجات الحرارة لكل منهما، إذ تبلغ كثافة بخار الماء الجاف حوالى خمسة أثمان كثافة الهواء الجاف. ولهذا تتصاعد أبخرة المياه إلى طبقات الجو العليا حتى تتكاثف مكونة أشكال السحاب المعروف.

وتحدث اختلافات جوهرية في تكوين الغلاف الجوى مع الارتفاع عن سطح الأرض ودوائر العرض والزمن يمكن شرحها فيما يلى:

التغييرات مع الارتفاع

يتوقع أن تصبح الغازات الخفيفة (خاصة الهيدروچين والهليوم) أكثر انتشاراً في الجزء العلوى من الغلاف الجوى ولكن الاختلاط المضطرب الذى يحدث على نطاق واسع في الغلاف الجوى يحول دون هذا الفصل حتى على ارتفاع عشرات الكيلو مترات فوق سطح الأرض. والاختلافات بحسب الارتفاع التي تحدث فعلاً ترجع إلى المواضع الأصلية للنوعين الرئيسيين من الغازات غير الدائمة وهما: بخار الماء والأوزون ونظراً لأن كلاً منهما يمتص جزء من الإشعاع الشمسى والأرضى فإن الميزانية الحرارية، والتوزيع الرأسى لدرجة الحرارة في الغلاف الجوى يتأثران بتوزيع هذين الغازين.

ويؤلف غاز بخار الماء ٤ ٪ من حجم الغلاف الجوى (وحوالى ٣ ٪ من وزن الغلاف الجوى) بالقرب من سطح الأرض، ولكنه غالباً لا يوجد بعد ارتفاع عشرة كيلو مترات من سطح الأرض. ويضاف بخار الماء إلى الغلاف الجوى عن طريق التبخر من المسطحات المائية أو النتح من النباتات، ويتم نقله إلى أعلى في الغلاف الجوى عن طريق حدوث الاضطرابات الجوية. وتعد الاضطرابات الجوية عاملاً مؤثراً وفعالاً في العشرة كيلو مترات السفلى من الغلاف الجوى. وأكثر

كثافة محتملة من غاز بخار الماء في الهواء البارد تكون مركزة في المناطق السفلى جداً من الغلاف الجوي، هذا فضلاً عن وجود نسبة ضئيلة جداً من بخار الماء في الطبقات العليا من الغلاف الجوي.

جدول رقم (١-٢)
معدل تركيب الغلاف الجوي الجاف أسفل ٢٥ كم

العنصر	الرمز	الحجم ٪	الوزن الجزيئي (ك)
النيتروجين	N_2	٧٨,٠٨	٢٨,٠٢
الأكسجين	O_2	٢٠,٩٤	٣٢,٠٠
الأرجون (*)	A_r	,٩٣	٣٩,٨٨
ثاني أكسيد الكربون	CO_2	٠٣, (كثير التغير جداً)	٤٤,٠٠
النيون (*)	N_e	٠,٠٠١٨	٢٠,١٨
الهليوم (*-)	H_e	٠,٠٠٠٥	٤,٠٠
الأوزون(**)	O_3	٠,٠٠٠٠٦	٤٨,٠٠
الهيدروجين	H	٠,٠٠٠٠٥	٢,٠٢
الكريبتون(*)	K_r	أثر	—
الإكسينون(*)	X_e	أثر	—
الميثان	M_e	أثر	—

(-) منتجات انحلال البوتاسيوم واليورانيوم.
(*) غازات خاملة.
(**) اتحاد جديد للأكسجين.

ويتركز غاز الأوزون ($\emptyset_3$) بصورة رئيسية بين ارتفاع ١٥ - ٣٥ كيلو متراً. كما أن الطبقات العليا من الغلاف الجوي تتأثر بواسطة الأشعة فوق البنفسجية من الشمس التي تسبب كسراً لذرات الأكسجين في الطبقات بين ٨٠ - ١٠٠ كيلو متراً، هذه الذرات المنفصلة ربما يتم اتحادها مع جزئيات الأكسجين الأخرى لكي ينتج الأوزون.

وحيث أن تصادم ثلاثة أجسام نادراً ما يحدث على ارتفاع ما بين ٨٠ - ١٠٠ كيلو متراً فإن هذا يرجع إلى الكثافة المنخفضة جداً من الغلاف الجوي، بينما نجد أن في

حوالى ٣٥ كيلو متراً معظم الأشعة فوق البنفسجية القادمة قد تم امتصاصها على مستويات مرتفعة. إذ أن الأوزون يتشكل أساساً بين ٣٠ – ٦٠ كيلو متراً، لذا فإن التصادم بين الأكسجين أو جزئ آخر يكون محتملاً بشكل كبير. والأوزون نفسه غير مستقر ويمكن أن يتلاشى إما عن طريق التعارض والتصادم لذرات الأكسجين لإعادة خلق أكسجين جديد (أوزون + جزيء = أكسجين + أكسجين) أو بسبب تأثير الأشعاع عليه.

والتحول الثابت من الأكسجين إلى الأوزون ومن الأوزون إلى الأكسجين عن طريق فعل العمليات الكيميائية الضوئية Photochemical تحافظ على التوازن التقريبي فوق حوالى ٤٠ كيلو متراً، ولكن أعلى نسبة مختلطة من الأوزون توجد على ارتفاع ٣٥ كيلو متراً، حيث أن أعلى كثافة للأوزون تحدث بين ٢٠ – ٢٥ كيلو متراً.

ونتيجة للانتقال الدائرى الميكانيكى لحركة الأوزون فى الإتجاه إلى مستويات سفلى حيث يسمح بحدوث التراكم للغاز ومع ذلك فمن الأساسى أنه يمكن إدراك عدم الاستهانة بأهمية طبقة الأوزون، وإذا ضغط الغلاف الجوى إلى مستوى سطح البحر ينتشر الأوزون فى حوالى ٣ ملليمتر من السمك الكلى للغلاف الجوى لحوالى ٨ كيلو متراً.

التغييرات مع دوائر العرض والفصول

تعد التغييرات فى تركيب الغلاف الجوى مع دائرة العرض والفصل ذات أهمية خاصة فيما يتعلق بغازى بخار الماء والأوزون.

ولقد وجد أن حجم الأوزون منخفض فوق خط الأستواء ولكنه مرتفع فوق دوائر العرض شمال خط ٥٠ درجة شمالاً بصفة خاصة فى فصل الربيع. فإذا كان التوزيع لمجرد نتائج العمليات الكيميائية الضوئية لوجدنا أن أعلى نسبة تحدث فى شهر يونيه بالقرب من خط الاستواء، كما أن النمط الشاذ يجب أن يحدث فى إتجاه القطب لانتقال الأوزون.

وتظهر هذه الحركة فى المستويات العليا (٣٠ – ٤٠ كيلو مترا) فى العروض الدنيا ونحو المستويات السفلى (٢٠ – ٢٥ كيلو مترا) فى العروض العليا خلال شهور الشتاء. وهنا يخزن الأوزون أثناء «الليالى القطبية» معطياً ارتفاعاً للطبقات الغنية بالأوزون فى بداية فصل الربيع. ونوع الدورة لهذه العملية الانتقالية لم تكن معروفة من قبل، كما لم يظهر أنها مباشرة وبسيطة.

ويوجد فى نصف الكوكب الجنوبى نمط توزيع لغاز الأوزون مشابه لما هو موجود فى النصف الشمالى لكوكب الأرض وفيما عدا هذا فى إتجاه القطب عند دائرة عرض ٥٥ درجة جنوبياً فنجد أن الكمية أقل بالمقارنة بنصف الكوكب الشمالى. وكمية بخار الماء الموجودة فى الغلاف الجوى ترتبط أساساً بدرجة حرارة الهواء، حيث يكون عظيماً فى فصل الصيف فى العروض الدنيا ومع ذلك توجد مناطق واضحة مستثناة من هذه القاعدة العامة؛ مثل مناطق الصحارى المدارية .

ويمثل حجم ثانى أكسيد الكربون فى الهواء (معدلة حوالى ٣٣٥ جزء فى المليون) أكبر

معدل فصلى فى العروض العليا فى نصف الكوكب الشمالى. وعند دائرة عرض ٥٠ درجة شمالا تتراوح معدلات التركيز ما بين ٣٣٠ جزء فى المليون فى أواخر الصيف إلى حوالى ٣٣٨ جزء فى المليون فى فصل الربيع. وترجع الكميات القليلة فى فصل الصيف إلى عمليات الامتصاص لثانى أكسيد الكربون بواسطة البحار القطبية الباردة. وعلى مدى السنة ينتقل جزء صافى قليل من ثانى أكسيد الكربون من العروض الدنيا إلى العروض العليا تأخذ مكانها لكى تحافظ على توازن كميتها بالهواء.

التغييرات مع الزمن

تتعرض كميات ثانى أكسيد الكربون والأوزون والذرات فى الغلاف الجوى للتغير خلال فترة طويلة من الزمن وهذه ظاهرة ذات أهمية خاصة لتأثيرها المحتمل على الميزانية الإشعاعية. ويدخل ثانى أكسيد الكربون الغلاف الجوى بصورة أساسية بواسطة نشاط الكائنات الحية، وإفساد الطبيعة من العناصر الأصلية فى التربة والوقود الناتج من الحرق (شكل: ١ - ٢). ويظهر بوضوح أن هذا الإنتاج من ثانى أكسيد الكربون لم يتوازن بأى حال مع الكمية الكلية لثانى أكسيد الكربون فى الغلاف الجوى التى يجب أن تزداد بثبات.

والتوازن الديناميكى (الكمية المنطلقة من غاز ثانى أكسيد الكربون - الكمية الممتصة)، تم الحصول عليه بصورة أولية بواسطة التركيب الضوئى Photosynthesis الذى يزيل تقريباً ٣٪ من ثانى أكسيد الكربون فى الجو سنوياً. وفى المحيطات يذهب ثانى أكسيد الكربون أساساً لإنتاج كربونات الكالسيوم فى شكل أصداف بحرية وهياكل عظمية للحيوانات البحرية.

ولثانى أكسيد الكربون تأثير هام على درجات الحرارة الأرضية عن طريق امتصاصه وإعادة إطلاق الإشعاع من الأرض والغلاف الجوى، وقد دلت الدراسات بأن زيادة تصل إلى ٣٧٠ جزءاً فى المليون متوقعة فى نهاية القرن العشرين وهذه سوف ترفع متوسط درجة الحرارة بالقرب من سطح الأرض بحوالى ٠,٥°م بالمقارنة مع درجات الحرارة فى الستينات من القرن العشرين.

كما أن التغير فى تركيز الذرات مع الزمن ربما يكون غير منتظم، كما فى إنتاج الغبار البركانى، أو ربما يكون آخذاً فى التقدم كما فى حالة الذرات الناتجة عن الصناعة. وفى الوقت الحاضر نجد توزيع نواتج الصناعة (خاصة السلفات وذرات التربة) يشكل حوالى ٣٠٪ من المجموع الكلى وربما تتضاعف هذه النسبة فى نهاية القرن العشرين. والتأثير الغالب لهذه النواتج يكون على الأجزاء السفلى من الغلاف الجوى.

وتغييرات الأوزون فى طبقات الجو العليا ربما تحدث ذبذبات فى الأشعة الشمسية فوق البنفسجية. وهذا تم اقتراحه كناحية ميكانيكية فى التغير المناخى نظراً لأن الأوزون يمتص الإشعاع الشمسى والأرضى فى الوقت الحاضر.

الغلاف الجوي
(٢,٤)
التمثيل الضوئي
(٠,١)
التنفس
(٠,١)
المنطلق من التربة
(٠,٢)
الاحتراق
(٠,٥)
ينطلق من
داخل الأرض
(٣ × ١٠^-٤)
زوبان (٠,٤)
تبخر (٠,٤)
المخزون المحيطي
طبقة مختلطة
الأعماق المحيطية
الترسيب (١٠^-٣)
المخزون في الكائنات
الحية (٠,٦)
التجوية الصخرية
٣ × ١٠^-٤
المستخرج من
ينابيع حارة (٦ × ١٠^-٦)
اللافا البركانية
كربونات
(٣ × ١٠^-٥)
كربونات ٣ × ١٠^-٩
رواسب حفرية حديثة

شكل (١-٢) توازن ثاني أكسيد الكربون في الغلاف الجوي

(*) القيم بين الأقواس تشير إلى عدد الأطنان من ثاني أكسيد الكربون الممتصة أو المنطلقة والمخزنة كل عام

كتلة الغلاف الجوي

أصبح الآن من الضروري أن نفحص بعض القوانين الميكانيكية التى تتناول غازات الغلاف الجوى. وهناك قانونان بسيطان يظهران العوامل الرئيسية التي تسيطر على التغير فى الضغط الجوى. الأول قانون بويل "Boyle's Law" الذى ينص على أنه عند ثبات درجات الحرارة، فإن حجم كتلة الغاز (V) تتغير عكسياً كما فى الضغط الخاص بها (P). ويمكن عرض هذا القانون كما يلى :

$$P = \frac{KL}{V.}$$

حيث أن :

(KL) = الثابت (خاص بدرجة الحرارة)

(V) = حجم كتلة الغاز

(P) = الضغط الجوى

أى أن :

$$\text{الضغط الجوى} = \frac{\text{الثابت}}{\text{كتلة حجم الغاز}}$$

والقانون الثانى، يعرف بقانون تشارلز "Charles's Law" الذى يؤكد على أنه عند ثبات الضغط الجوى، تتغير كتلة حجم الغاز مباشرة مع درجات الحرارة المطلقة (T) ويمكن وضعه فى الصيغة التالية

$$V = K_2 T$$

حيث أن:

(V) = كتلة حجم الغاز

(K_2) = ثابت (خاص بالضغط الجوى)

(T) = درجات الحرارة المطلقة

ويمكن وضع هذا القانون فى الصيغة التالية :

كتلة حجم الغاز = ثابت الضغط الجوى × درجات الحرارة المطلقة. وهذه القوانين تدل ضمناً على أن الأنواع الثلاثة من الضغط، والحرارة، والحجم يعتمد بعضها على البعض الآخر بصورة كاملة. بمعنى أن أى تغير فى واحدة يحدث تغيراً معادلاً فى الأخرى وفى الأثنين الباقيين معاً.

وقوانين الغاز يمكن إجمالها لكى تعطى العلاقة التالية :

$$PV = Rm\,T$$

حيث أن :

(m) = كتلة الهواء

(R) = ثابت الغاز فى الهواء الجاف

وإذا تم استخدام T, m فإننا نحصل على قانون بويل، ولكن إذا تم استخدام P, m فإننا نحصل

على قانون تشارلز ونظراً لأنه من المقنع أن تستخدم الكثافة ($Q = \frac{\text{الكتلة}}{\text{الحجم}}$) بدلاً من الحجم عند دراسة الغلاف الجوى، لذا فإنه يمكن إعادة كتابة المعادلة على النحو التالي :

$$P = RQT$$

حيث أن R = ثابت الغاز للهواء الجاف

P = الضغط الجوى

Q = الكثافة ($\frac{\text{الكتلة}}{\text{الحجم}}$)

T = درجات الحرارة المطلقة

تركيب (بنية) الغلاف الجوي

يمكن تقسيم الغلاف الجوى إلى مجموعة واضحة من الطبقات اعتماداً على أساس التباين الحرارى بين مستويات الجو المختلفة. والأدلة على هذا التركيب تأتى بانتظام عن طريق الرادار، أو موجات الراديو. وفى الوقت الحاضر أمكن الحصول على معلومات مفيدة ومهمة عن الغلاف الجوى بواسطة الأقمار الاصطناعية بأنواعها العديدة ومن أهمها الأقمار الاصطناعية المتيورولوجية. وتؤثر الخصائص العامة لتلك الطبقات تأثيراً كبيراً على المظاهر الأساسية التى تميز مستويات الغلاف الجوى رأسياً، بحيث يبدو كل مستوى يشكل طبقة تشغل سمكاً معيناً (شكل رقم : ٢ – ٢). وفيما يلى دراسة تفصيلية لكل طبقة على حدة.

طبقة التروبوسفير

تعرف الطبقة السفلى من الغلاف الجوى باسم التروبوسفير، ويظهر فى هذه الطبقة بوضوح جميع ظواهر الطقس والاضطرابات الجوية، وتحتوى على حوالى ٧٥٪ من مجموع جزئيات الكتل الغازية فى الغلاف الجوى، كما تتضمن جميع بخار الماء والضباب والدخان. وقد يحدث فى هذه الطبقة ما يعرف باسم الانقلاب الحرارى Temperature inversion وهو زيادة حرارة الهواء مع الارتفاع عن سطح الأرض بدلاً من انخفاضها، ومستوى الانقلاب هذا يمثل الحد الأقصى للتنفس. ويميز هذه الطبقة صفات أساسية هى :

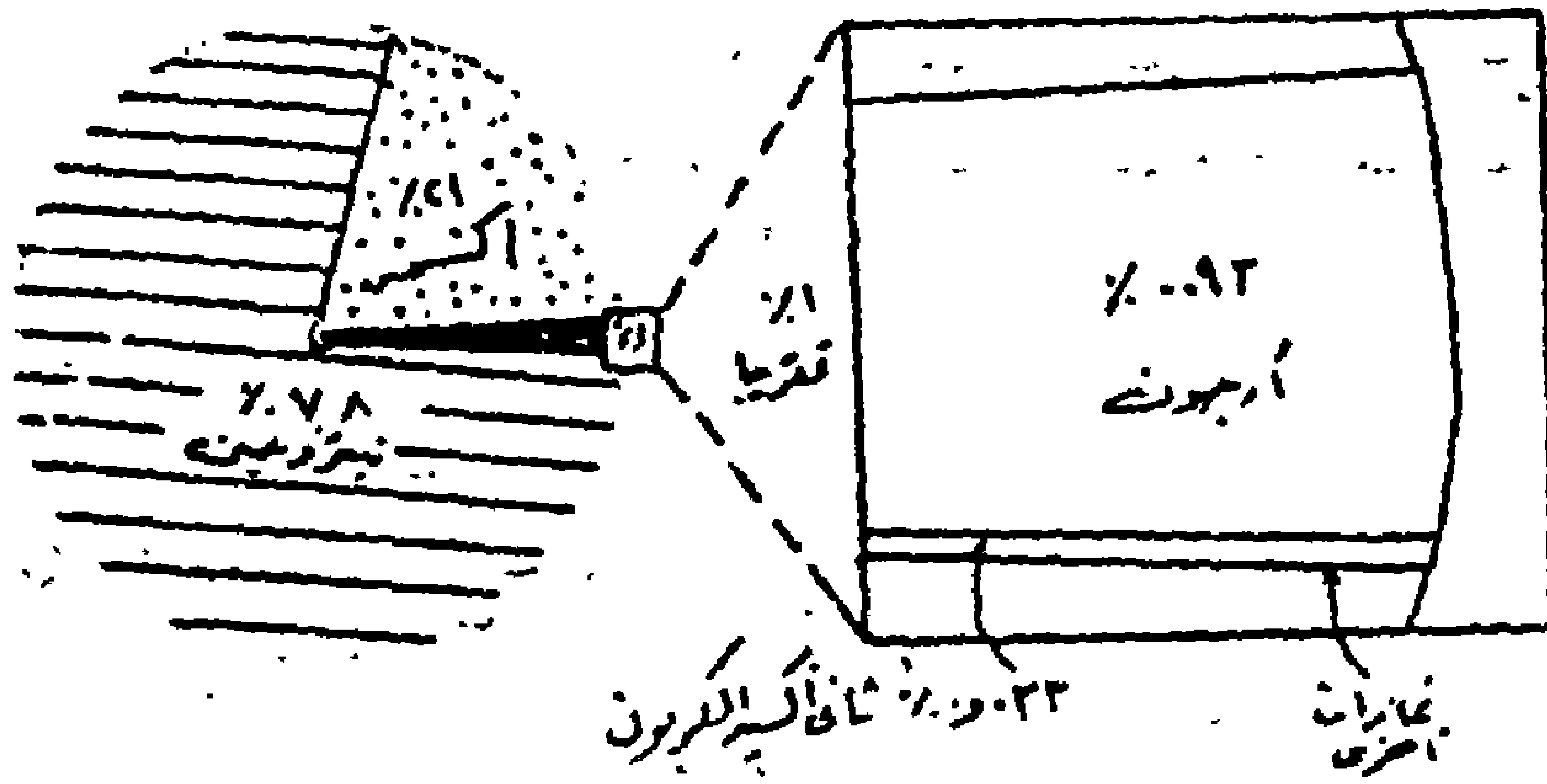
١ – احتواؤها على ٧٥٪ من كتلة الجو. بجانب تضمنها بخار الماء بأكمله، والعوالق الصلبة.

٢ – تحدث فيها جميع الاضطرابات الجوية حيث تتشكل فيها السحب والعواصف والأعاصير.

٣ – تتناقص فيها درجة الحرارة بالارتفاع بمعدل ٦° لكل ١٠٠٠ متر للهواء الرطب و ١٠° م لكل ١٠٠٠ متر للهواء الجاف، وكذلك تناقص كثافة الهواء، وانخفاض الضغط الجوى. غير أن سرعة الرياح تتزايد مع الارتفاع.

٤ – وجود حركات هوائية صاعدة.

٥ – تعد الطبقة الأكثر صلة بحياتنا؛ فمن أوكسجينها نتنفس، ومن سحبها يسقط المطر الذى منه نشرب وبه نزرع.



نسب الغازات التي يتكون منها الغلاف الجوي

(الأرقام تدل النسب التقديرية للحجم)

درجة حرارة الهواء

الطبقات الجوية حسب درجة الحرارة

الضغط الجوي النسبي له عند مستوى سطح البحر

ترموسفير

ميزوبوز

ميزوسفير

ستراتوبوز

ستراتوسفير

تروبوبوز

تروبوسفير

الأيونوسفير

شكل (٢ - ٢) : طبقات الجو الرئيسية

ويتميز الجزء الأقرب إلى سطح الأرض من هذه الطبقة المحصور بين السطح وارتفاع كيلومتراً واحداً بخصائص مناخية مستمدة من التفاعل المباشر بينه وبين سطح الأرض. ويعرف هذا الجزء باسم الطبقة الحدية أو طبقة الاحتكاك.

ويشكل سقف التروبوسفير طبقة انتقالية تعرف بطبقة التروبوبوز تقود إلى طبقة الستراتوسفير. وهي تمثل طبقة انقلاب حراري، يتحول منحنى الحرارة الرزسي فيها من التناقص في نصفها الأدنى إلى التزايد في نصفها الأعلى. ويتحدد سمكها بمعدل التغير الحراري الرأسي (السلبي أو الإيجابي) الذي لايزيد عن ٢° لكل ١٠٠٠ متر ارتفاع. وتتصف هذه الطبقة بعدم استمراريتها، بل تبدو مجزأة على مستويات ارتفاع متباينة. ولهذا التجزؤ فيها تأثيراً على بعض الأحداث الجوية التي تحدث على سطح الأرض.

ويمكن أن تقسم طبقة التروبوسفير داخلياً إلى ثلاث طبقات مميزة هي :

(أ) الطبقة السطحية

وتمتد إلى حوالي مائة وخمسين متراً فوق سطح الأرض حيث يتحرك الهواء حركة غير إنسيابية نظراً لخشونة سطح الأرض ووجود المباني والنباتات مما يسبب تجانساً في صفات الهواء الموجود في هذه الطبقة، ويتبع هذا أن تتغير العناصر الجوية تغيراً منتظماً مما يجعل الفيض الحراري، وسرعة البخر ثانيين مع الارتفاع وتكون سرعة الرياح متناسبة طردياً مع لوغاريتم الارتفاع ويمكن التعبير عنها بالعلاقة الرياضية الآتي:

$$س_٣ - س_١ = (س_٢ - س_١) \left(لو \frac{ع_٣}{ع_١} \Big/ \frac{ع_٢}{ع_١} \right)$$

حيث : $س_١$ ، $س_٢$ هما سرعتي الرياح عند ارتفاعين معلومين هما $ع_١$ ، $ع_٢$ أما $س_٣$ فهي قيمة سرعة الرياح المطلوب حسابها عند الارتفاع المعلوم $ع_٣$.

(ب) الطبقة الفاصلة

وهي تحوي بداخلها الطبقة السطحية ويصل ارتفاعها إلى حوالي كيلومتر ونصف كيلومتر. وتمتاز هذه الطبقة بأن الفيض الحراري ينتهي عند حافتها العليا كما أن نسبة التجانس فيها تكون أقل من الطبقة السفلى وينتهي عند الحافة العليا لهذه الطبقة كل تأثير لخشونة سطح الأرض وما ينشأ عنه من عدم انتظام من انسيابية الهواء، كما أن الهواء الذي يعلوها يعد هواء حراً تتحرك كتلته دون أن نؤثر عليها قوى الاحتكاك.

(جـ) الطبقة الحرة

وهي الطبقة التي تلي ارتفاع كيلومتر ونصف كيلومتر تقريباً ويحدها من أعلى سطح التروبوبوز، وتحتفظ هذه الطبقة بكل مميزات التروبوسفير حيث تشكل الجزء الأكبر منها.

طبقة الاستراتوسفير

الطبقة الرئيسية الثانية في الغلاف الجوي هي طبقة الاستراتوسفير التي تمتد إلى أعلى

التربوبوز إلى حوالى ٥٠ كيلومتراً فوق مستوى سطح البحر. وتحتوى طبقة الاستراتوسفير على جزء كبير من غاز الأوزون (يصل إلى أقصى درجة من الكثافة عند حوالى ٢٢ كيلومتراً) ودرجة الحرارة العظمى ترتبط بامتصاص الأشعة فوق البنفسجية من الإشعاع الشمسي ،بواسطة الأوزون الذى يحدث أعظم انتشاراً فى المستويات العليا حيث أن درجة الحرارة ربما تزيد عن الصفر المئوى. وكثافة الهواء تكون قليلة جداً هنا ولذا فإن الامتصاص المحدود يتبع زيادة كبيرة فى درجة الحرارة. وتحتوى هذه الطبقة على أكثر من ٩٥ ٪ من غاز الأوزون الجوى الذى تبلغ كثافته القصوى بين ارتفاع ٢٠ - ٣٥ كيلومتراً عن سطح البحر.

وتزداد درجة الحرارة بصفة عامة مع الارتفاع فى الصيف ومع وجود الهواء البارد عند طبقة التروبوبوز، أما فى الشتاء فإن التركيب يكون أكثر تعقيداً مع درجة حرارة منخفضة جداً، حيث تصل إلى معدل ٨٠°م، فى طبقة التروبوبوز التى هى مرتفعة فى هذا الفصل ودرجة حرارة منخفضة مشابهة وجدت فى وسط الاستراتوسفير فى العروض العليا فيما بين ٥٠° - ٦٠° شمالاً، والتغيرات الفصلية الظاهرة لدرجة الحرارة تؤثر فى الاستراتوسفير. كما أن الليالى القطبية الباردة فى شتاء الاستراتوسفير تحدث عمليات تدفئة مفاجئة مرتبطة بالاستقرار الذى ينشأ من تغيرات الدورة الهوائية فى أواخر الشتاء أو فى بداية الربيع عندما تكون درجة الحرارة عند ارتفاع ٢٥ كيلومتراً حيث تتغير من - ٨٠° م إلى ٤٠°م خلال يومين. ويعزى التزايد الحرارى فى هذه الطبقة إلى إمتصاص غاز الأوزون للجزء الأعظم من الأشعة فوق البنفسجية القادمة من الشمس. وتتميز هذه الطبقة بأهميتها لحياة الإنسان على سطح الأرض بسبب كونها درعاً واقياً يحمى أحياء سطح الأرض من مخاطر الأشعة فوق البنفسجية التى يمتص معظمها غاز الأوزون الاستراتوسفيرى.

وتحتوى هذه الطبقة على أكثر من ٢٤ ٪ من كتلة الجو. وكثافة الهواء عند قاعدتها أقل بنحو ٦٠ مرة مما هى عند سطح الأرض، وعند قمتها أقل بنحو ٣٠٠ مرة. أما ضغط الهواء فيها فينخفض بالارتفاع.

ويمكن تقسيم طبقة الاستراتوسفير إلى طبقتين فرعيتين هما : طبقة الاستراتوسفير السفلى وطبقة الاستراتوسفير العليا. ففى الطبقة الأولى تزداد خلال معظمها درجة الحرارة مع الارتفاع بمعدل متوسطة ٥ درجات مئوية لكل كيلومتر وذلك بسبب تكون غاز الأوزون على تلك الارتفاعات والتى يطلق عليها اسم الأوزونوسفيرسفير. ومن صفات غاز الأوزون أنه يمتص الأشعة فوق البنفسجية التى ترسلها أشعة الشمس حيث تتحول إلى حرارة ترفع من درجة حرارة تلك الطبقات حتى تصل إلى أقصى قيمة لها عند ارتفاع ٥٤ كيلومتر ثم تنخفض درجة الحرارة بعد ذلك خلال طبقة الاستراتوسفير العليا.

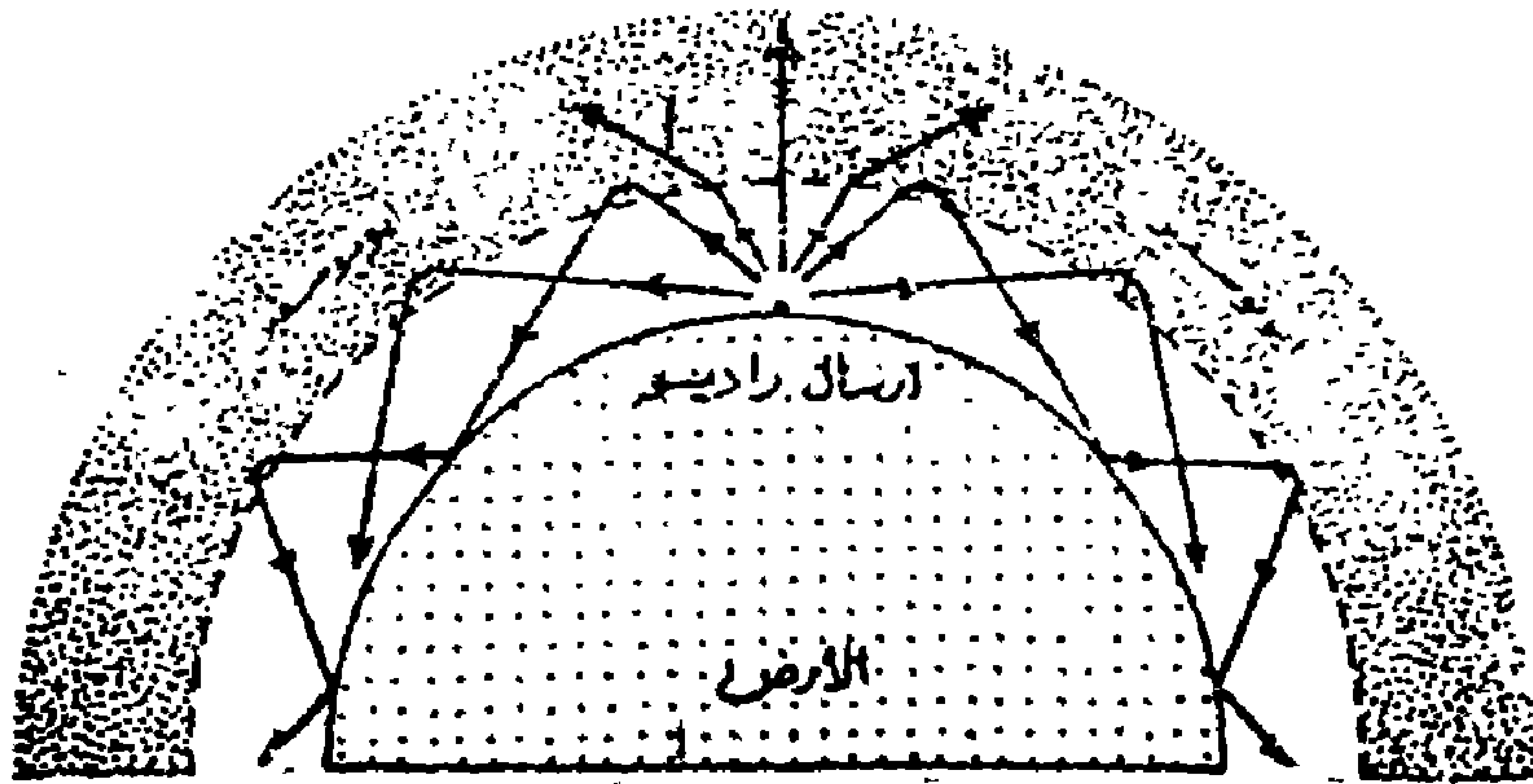
ويعرف سقف الستراتوسفير باسم الستراتوبوز، وهو طبقة انتقالية (طبقة انعكاس حرارى) يصل سمكها إلى حوالى كيلو مترين، ويتجمع فيها نسبة لا بأس بها من غاز الأوزون.

طبقة الميزوسفير

توجد طبقة الميزوسفير فوق الاستراتوبوز ويتراوح ارتفاعها من ٥٠ كيلومتراً إلى ٨٥ كيلومتراً فوق سطح البحر حيث ينخفض معدل درجة الحرارة إلى الدرجة الدنيا حوالى – ٩٠°م . وفى الطبقة تبدأ درجة الحرارة فى الزيادة مع الارتفاع.وفى هذه الطبقة تلاحظ السحب الليلية المضيئة فى العروض العليا فى الصيف. وظهورها فى الوقت الحاضر يرجع إلى جزئيات الغبار المتيورولوجية التى تعمل على أنها نواة لبلورات الثلج عندما تحمل آثار بخار الماء إلى أعلى بواسطة الحمل الحرارى للمستويات العليا، الذى يرجع سببه إلى الإنخفاض الرأسى لدرجة الحرارة فى الميزوسفير. وينخفض الضغط الجوى منخفض حداً فى طبقة الميزوسفير. ويمثل السطح العلوى لهذه الطبقة طبقة انتقالية تعرف باسم الميزوبوز.

طبقة الأيونوسفير

وتمتد هذه الطبقة من ارتفاع ٨٥ كيلومتراً إلى حوالى ١٢٠ كيلومتراً فوق سطح البحر نتيجة للامتصاص الشديد للأشعة فوق البنفسجية وأشعة إكس فى هذه الطبقة، وتتميز بوجود أيونات والكترونات حرة بكميات كافية وذلك لحدوث تأين لواحد أو أكثر من الغازات المكونة للغلاف الجوى، وعلى ذلك نجدها تعكس موجات الراديو الموجهة من أسفل إلى أعلى فترتد ثانية لسطح الأرض. (شكل : ٣ – ٢) ويطلق على الطبقة السابقة باسم الأيونوسفير حيث يقوم الأوكسجين بأغلب عمليات الإمتصاص وعمل التوازن الحرارى.



شكل (٢ - ٢) انعكاس أمواج الراديو بواسطة الطبقة المتأينة

وتمتد طبقة الأيونوسفير خلال الارتفاعات الشاهقة التى يظهر فيها الوهج (الشفق) القطبى. وجدير بالذكر أن فوق ١٢٠ كيلومتراً لا ينتشر الصوت العادى نظراً لأن المسافات بين مكونات الهواء تصبح مساوية لأطوال موجات الصوت أو حتى أكبر منها.

ويمكن تقسيم هذه الطبقة إلى ثلاث طبقات لكل منها خصائصه المميزة ويتغير سمكها بتغير الليل والنهار ويتغير الفصول والنشاط في الشمس (البقع والانفجارات الشمسية).

طبقة الثروموسفير (الطبقة الحرارية)

بعد غزو الفضاء وضحت أرصاد الأقمار الاصطناعية أن درجة حرارة الطبقة الممتدة على ارتفاع ١٢٠ كيلومتراً حتى ٧٠٠ كيلومتراً فوق سطح البحر تزداد بالارتفاع بسبب امتصاص المكونات الجوية في هذه الطبقة للأشعة فوق البنفسجية ذات الطاقة العالية. وقد تنفذ الجسيمات عالية الطاقة في المجال المغناطيسي للأرض وتتفاعل مع أعلى الغلاف الجوي مولدة حرارة إضافية.

تنخفض الكثافة الجوية فوق الميزوبوز وطبقة الأيونوسفير انخفاضاً كبيراً، كما تؤثر خفة الغلاف الجوي على المركبات الفضائية فوق ٢٥٠ كيلومتراً. والقسم السفلي من الطبقة الحرارية يتألف أساساً من النيتروجين وجزئيات الأكسجين إلا أنه فوق ٢٠٠ كيلومتر فإن ذرات الأكسجين تسود على النيتروجين.

وازدياد درجات الحرارة بالارتفاع ترجع اساساً إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية بواسطة ذرات الأكسجين. والجزء العلوي من الثروبوسفير والطبقة الخارجية التالية (الأكسوسفير) يتميز بالاختلافات الكبيرة اليومية والفصلية. بحيث ترتفع درجة الحرارة فيهما أثناء النهار وأيضاً خلال أقصى فترات البقع الشمسية وأيضاً التغير يتمثل فقط في السرعات المختلفة لجزئيات الهواء الخفيفة. وتدخل الأشعة فوق البنفسجية من الشمس والأشعة الكونية الغلاف الجوي فوق ١٠٠ كيلومتراً عند سرعة مرتفعة مما تسبب في حدوث عملية Ionization التحول إلى أيونات أو شحن كهربائي، عن طريق فصل الشحنات السالبة من ذرات الأكسجين وجزئيات النيتروجين. وكما أن الشفق القطبي الشمالي Aurora Borealies والشفق القطبي الجنوبي Aurora Australis ينتج أساساً عن طريق تغلغل جزئيات الأيونات خلال الغلاف الغازي على ارتفاع حوالي ٣٠ – ٨٠ كم، وبصفة خاصة في نطاق حوالي ٢٠ – ٢٥ درجة عرضية من قطب الأرض المغناطيسي. ومع ذلك، نادراً ما تظهر الأرورا أو الشفق على ارتفاعات أكثر من ١٠٠٠ كيلومتراً. مما يظهر بوضوح الامتداد الهائل للارتفاع العالي جداً للغلاف الجوي.

طبقة الأكسوسفير

يتراوح ارتفاع هذه الطبقة من حوالي ٧٠٠ كيلومتر إلى ٣٥٠٠٠ كيلومتر فوق سطح البحر، وهي قليلة الكثافة لذلك فإن الجزئيات في هذه الطبقة تكون لها حرية في الحركة تسمح بهروبها من الغلاف الجوي للأرض إذا كانت سرعتها الحرارية أكبر من السرعة الحرجة اللازمة للتغلب على جاذبية الأرض. ومن الطبيعي أن تتركز جزيئات الغازات الخفيفة مثل الهيدروجين والهيليوم في طبقات الجو العليا وبسرعات عالية.

طبقة الماجنتوسفير

يمتد المجال المغناطيسي للأرض الذى يشكل غلافاً حولها إلى مسافة ٥٠٠٠٠ كيلومتر وقد اكتشفه عالم الفضاء الأمريكى فان ألن بعد غزو الفضاء عام ١٩٦٥. ويقوم هذا الغلاف المغناطيسى إما بصد الحمسيات المشحونة القادمة من الفضاء الخارجى أو اصطيادها واقتيادها ناحية قطبى الأرض المغناطيسى.

الغلاف الخارجي والغلاف المغناطيسي

وهو قـ...ة الغلاف الجوى الخارجى بين حوالى ٥٠٠ - ٧٥٠ كيلومتراً. وهنا يوجد الأكسجين الذرى ...ل وأيونات الأكسجين وذرات الهيدروجين والهليوم (حوالى ١٪ من الأيونات) بحيث تشكل جميعها الغلاف الجوى غير الكثيف، وقوانين الغاز هنا يتوقف صحتها ومفعولها. وجزيئات الغاز بصفة خاصة الهليوم الذى يحتوى على وزن الذرات المنخفضة يمكن أن تنتشر فى الفضاء إذا وجدت الفرصة لتصادم الجزيئات لانحرافها إلى الاتجاه الأسفل بحيث تصبح أقل من زيادة الارتفاع وربما تنتج امتداد متوازن للهليوم بفعل نشاط الأشعة الكونية على النيتروجين ومن التدرج المعتدل لانكسار عناصر التفاعلية الإشعاعية Radioactive فى قشرة الأرض. فالجزيئات وذرات الأيونات تزداد بالتكرار خلال الغلاف الـ... هى فيما وراء حوالى ٢٠٠ كيلومتراً، ويوجد فقط فى الغلاف المغناطيسى اليكترونات (شحنتها سالبة) وبروتونات (شحنتها موجبة) ومجال الأرض المغناطيسى يصبح ذو أهمية كبيرة بالمقارنة بالجاذبية فى توزيعاتها. والجزيئات المشحونة تتركز فى نطاقين عند حوالى ٣٠٠٠ كيلومتراً، ١٦٠٠٠ كيلومتراً فوق السطح وتعرف باسم أحزمة فان آلن الإشعاعية "Van Allen Radiation Belts". بحيث تظهر كنتيجة لغطاء الأرض بواسطة المجال المغناطيسى وذرات الطاقة المرتفعة تنبعث بواسطة الشمس فى تيار يعرف باسم «الرياح الشمسية». والغلاف المغناطيسى يمتلك ذنب ممتد فى جانب الأرض بعيداً عن الشمس، ولكنه فى الجانب الآخر اتجاه الشمس يكون مضغوطاً بواسطة الرياح الشمسية بحيث يصل إلى حوالى ١٠ مرات نصف قطر الأرض تقريباً (٥٧٠٠٠ كيلومترا).

وقد تم القيام بدراسة تفصيلية لهذه الأقاليم بسهولة منذ عام ١٩٥٨ بواسطة الأقمار الاصطناعية. ولكن دراسة هذه الأشياء الخارجية الثانوية تقع فى ميدان «الهيدروديناميكية المغناطيسية» "Magnetohydrodynamics" ومع اضطراب هذه الأقاليم العليا بواسطة تيارات جزيئات الهيدروجين المشحونة من الشمس «الهواء الشمسى»، يمكن أن يبرهن على الأهمية المتيورولوجية فى المستويات الدنيا. وعند ارتفاع ٨٠٠٠ كيلومتراً، ربما يندمج الغلاف الجوى الأرضى مع الشمس، ولكن التعريفات الخاصة بالغلاف الجوى، أى الرياح والحرارة غير مؤكدة فى هذه الأقاليم.

نشأة الغلاف الجوي وتطوره

لقد مر الغلاف الجوى الأرضى بمراحل تطورية إلــى أن بلغ وضعه الحالى منذ نحو

٥٠٠٠ مليون سنة مضت – أى منذ أن نشأت الأرض – . ويمكن تصنيف تلك المراحل فى ثلاثة:

١ - **مرحلة الغازات الأولية** ؛ الممثلة بالهيدروجين، وغاز الأمونيا أو النشادر والميثان وبخار الماء التى يعود تواجدها إلى بداية تشكل الكوكب بهيئة كرة صلبة.

٢ - **مرحلة غاز الفحم** ؛ وهى المرحلة التى شهدت فيها الأرض اندفاعات بركانية نشيطة وعديدة أسهمت بتزويد الجو بكميات كبيرة من غاز ثانى أوكسيد الكربون، ومركبات أخرى (كبريتية ... وغيرها)، وبخار الماء. وتعود إلى فترة ما قبل الكمبرى.

٣ - **مرحلة الأوكسجين** ؛ وهى المرحلة التى توافقت مع ظهور الحياة على سطح كوكب الأرض، حيث بدأت عملية التمثيل الضوئى تأخذ دورها فى إمداد الجو بالأوكسجين؛ إذ أخذت النباتات بامتصاص ثانى أوكسيد الكربون وتمثيله بداخلها، وتطلق عوضاً عنه غاز الأوكسجين إلى الجو.

وقد أسهمت الأشعة فوق البنفسجية التى كانت نسبتها أكبر مما هى عليه الآن فى تفكيك المركبات الكيمياوية وتحويلها إلى عناصر غازية أساسية فى الجو انتظمت فيه تبعاً لثقلها؛ فبخار الماء تفكك إلى أوكسجين وهيدروجين، كما تفكك النشادر إلى هيدروجين ونتروجين (آزوت)، وكذلك غاز الميثان الذى تفكك متحولاً إلى ذرة كربون وأربع ذرات هيدروجين. ونتيجة لخفة وزن الهيدروجين فقد انتشر بعيداً فى الغلاف الجوى، بينما تركزت الغازات الأثقل (النتروجين، والأوكسجين) بالقرب من سطح الأرض.

ويمكن القول إن الجو استقر نوعاً ما بصورته الحالية منذ عصر الكامبرى من الزمن الجيولوجى الأول، أى منذ نحو ٥٠٠ مليون سنة مضت. وقد أسهمت مابين الماء واليابس والهواء الأحياء النباتية والحيوانية على تحقيق التوازن مابين مكونات الغلاف الجوى، وإعادة تجددها. فعلى سبيل المثال تعمل تجوية الصخور واحتراق الوقود وتحلل النباتات وتنفس الحيوانات على استهلاك الأوكسجين وإطلاق ثانى أوكسيد الكربون. بينما يدخل النتروجين ضمن دورة معقدة من خلال النشاط البكتيرى فى التربة وأنسجة الحيوانات والعمليات الحيوية فى التحلل التى تعيده إلى الهواء. وهكذا، فإن النباتات والحيوانات والبكتريات والتفاعل الكيمياوى فى التربة والماء، تساهم جميعها فى المحافظة على توازن معقد بين اليابس والماء والأحياء والهواء.

وإذا كانت التغيرات التى انتابت المكونات الرئيسة للغلاف الجوى (النتروجين والأوكسجين) منذ العصر الكمبرى لم تذكر، بدليل استمرارية الحياة ونشاطها وتطورها منذ تلك الفترة وحتى الآن. غير أن المكونات الثانوية وهى ثانى أكسيد الكربون، وبخار الماء، والأوزون قد شهدت تذبذبات ملحوظة فى نسبتها، يستدل عليها من التغيرات الكبرى التى أصابت المناخ الأرضى التى انتهت بعد فترة بإعادة الطبيعة لتوازن المكونات الجوية. ولم يبدأ الخلل فى التوازن الطبيعى إلا منذ بداية الثورة الصناعية فى أوربا (أى منذ نحو ٢٠٠ سنة مضت) الذى ازداد تعاظمه فى النصف الثانى من القرن العشرين، ومرده يعود إلى التزايد المتعاظم فى كمية المواد الكيميائية والعوالق الصلبة التى تنطلق إلى الجو بفعل استهلاك الإنسان المتزايد باضطراد لمواد الوقود

الحفرى (الفحم والبترول والغاز) فى المجالات المختلفة (الصناعية والمنزلية والحياتية الأخرى)، ونتيجة لقيام الإنسان باجتثاث مساحات كبيرة من الغطاء النباتى الغابى فى العالم، بجانب الحرائق الضخمة التى يتعرض لها الغطاء النباتى، وتلك التى تندلع فى أثناء الحروب، وهذا ما ترتب عليه عجز الدورات الطبيعية لبعض مكونات الغلاف الجوى من إمكانية تحقيق التوازن، مما نجم عن ذلك تزايد مضطرد في نسب بعض المكونات الجوية، كما فى : ثانى أوكسيد الكربون وأكاسيد الكبريت وأكاسيد الآزوت والفحوم الهيدروجينية (الهيدروكربونات)، والمكونات الكلوروفلوروكربونية، والجسيمات الصلبة. فبينما كانت نسبة ثانى أكسيد الكربون فى الجو بحدود ٢٧٥ جزء في المليون عام ١٨٥٠م، إذ بها ترتفع إلى نحو ٣٥٤ جزء فى المليون عام ١٩٩٠م، ومن المتوقع أن تصل إلى ٦٠٠ جزء فى المليون عام ٢٠٥٠م. كما تزايدت نسبة غاز الميثان فى الفترة نفسها من نحو ٨٠٠ جزء فى البليون إلى نحو ١٧٠٠ جزء / بليون. وكذلك تضاعفت نسب أكاسيد النتروجين والكبريت. وفى خلال الثلاثين سنة الماضية تضاعفت نسبة مكونات الكلوروفلوروكربون أكثر من ثمانى مرات.

وللتغير فى نسب المكونات الجوية تأثيرات كبيرة على المناخ . فالمكونات الغازية تؤثر تأثيراً مباشراً على درجة الحرارة، لكونها تقوم بدور يشبه الدور الذى يقوم به الزجاج فى البيوت الزجاجية من السماح للأشعة الشمسية قصيرة الموجة من عبوره بحرية إلى سطح الأرض، وعدم سماحه للأشعة الأرضية من الانطلاق خارجه وهو ما يعرف بالاحتباس الحرارى، ومحصلة ذلك ارتفاع فى درجة حرارة سطح الأرض. بينما يؤدى تزايد العوالق الصلبة إلى إنقاص نسبة الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض لدوره فى ازدياد نسبة المعكوس منها نحو الفضاء، مما يقود ذلك إلى برودة سطح الأرض، أو التخفيف من دور العناصر الدفيئة الجوية فى التسخين. وسواء كان الاتجاه العام للمناخ نحو ارتفاع درجة الحرارة أو نحو انخفاضها، فإن ذلك سينعكس حتماً على توزيع نظم الضغط الجوى الرئيسية فى العالم، وسيؤثر على كمية التساقط . والمحصلة النهائية حدوث تزحزح فى النطاقات المناخية إما باتجاه القطبين فى حال حدوث زيادة درجة الحرارة، أو باتجاه الاستواء فى حال حدوث انخفاض درجة الحرارة.

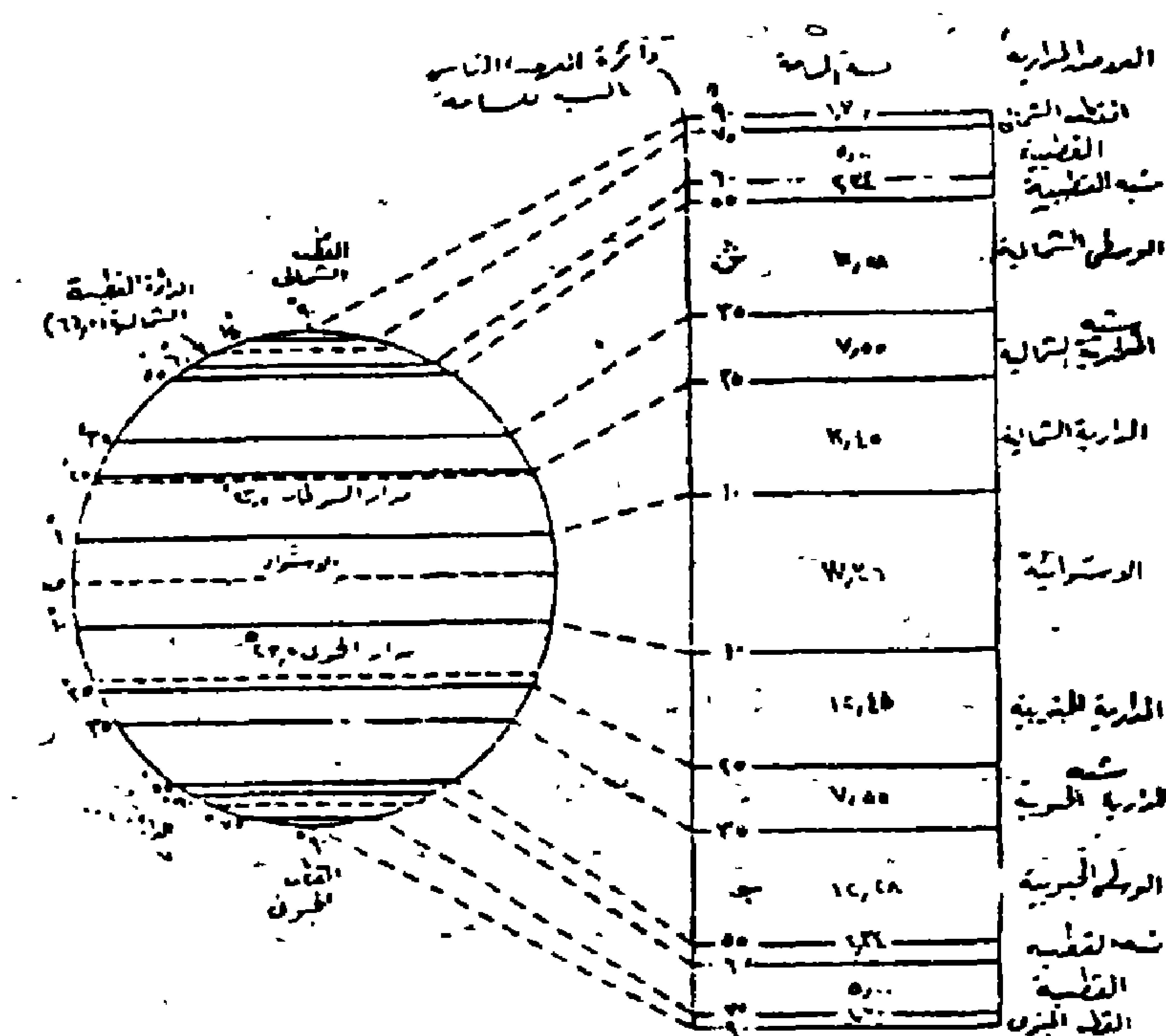
العوامل المؤثرة في المناخ

هناك مجموعة من العوامل تؤثر فى مناخ الأرض أهمها دائرة العرض وتوزيع اليابس والماء وتوزيع مناطق الضغط الجوى والكتل الهوائية والعواصف والتضاريس والحواجز الجبلية والتيارات البحرية. ونظراً لأن نطاقات الضغط الجوى والكتل الهوائية والعواصف سوف تدرس بشيء من التفصيل ضمن دراسة فصول الكتاب فإننا سوف نلخص هنا أثر العوامل الباقية على المناخ.

أولاً: دائرة العرض Latitude:

تعد دراسة هذا العامل من الأهمية بمكان. إذ أن درجة العرض تحدد طول النهار بالنسبة

لليل على مدار السنة، وهذا يتوقف عليه مقدار ما تكتسبه الأرض من حرارة الشمس المصدر الرئيسى للطاقة، فعلى الرغم من حرارة الأرض لها بعض الأثر فى حرارة الغلاف الجوى الذى يحيط بكوكب الأرض إلا أنه أثر طفيف. وتصل أشعة الشمس إلى الأرض عمودية عند خط الاستواء ومائلة بعيداً عنه ويزداد ميلها كلما بعدنا عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً (شكل رقم: ٤-٢) . ونظراً لأن أشعة الشمس العمودية أقوى أثراً من الأشعة المائلة (لأن الأشعة العمودية تنتشر على مساحة من الأرض أقل من المساحة التى تنتشر فوقها الأشعة المائلة)، كما أنها تخترق طبقات هوائية أقل سمكاً فإن المنطقة الاستوائية تتلقى بطبيعة الحال كمية من الأشعة الشمسية أكبر من أى منطقة أخرى فى العالم.



(شكل رقم: ٤-٢) العروض الدائرية المختلفة لكوكب الأرض

هذا التوزيع بالطبع يعد توزيعاً نظرياً لأنه لا يأخذ فى الحسبان العوامل الأخرى التى تتدخل فى تلطيف الحرارة أو رفعها. فالمناطق الاستوائية أقل حرارة من المناطق المدارية وقت تعامد الشمس، فالمناطق الأولى تمتاز بغزارة أمطارها والسحب الكثيفة والأبخرة مما ترتب عليه وجود غطاء نباتى كثيف، كما أن طول النهار بها أقصر من المنطقة الثانية، كل ذلك يقلل من تأثير الاشعاع الشمسى فى المنطقة الاستوائية.

ومن المعروف أنه كلما بعدنا من خط الاستواء كلما زاد الفرق بين طول النهار والليل، ففى الصيف الشمالى يطول النهار فى مناطق العروض العليا التى تصلها أشعة الشمس شديدة الميل -

فإن طول النهار يعوض النقص فى الإشعاع الذى يصل الأرض نتيجة لذلك الميل. بل أن شمال لادائرة القطبية الشمالية (٦٦,٥ درجة شمالاً) لا تغيب الشمس عنه طوال الانقلاب الصيفى وتختفى تماماً طوال الانقلاب الشتوى. والجدول التالى يبين أقصى طول ممكن للإشعاع الشمسى (الممثل بطول النهار).



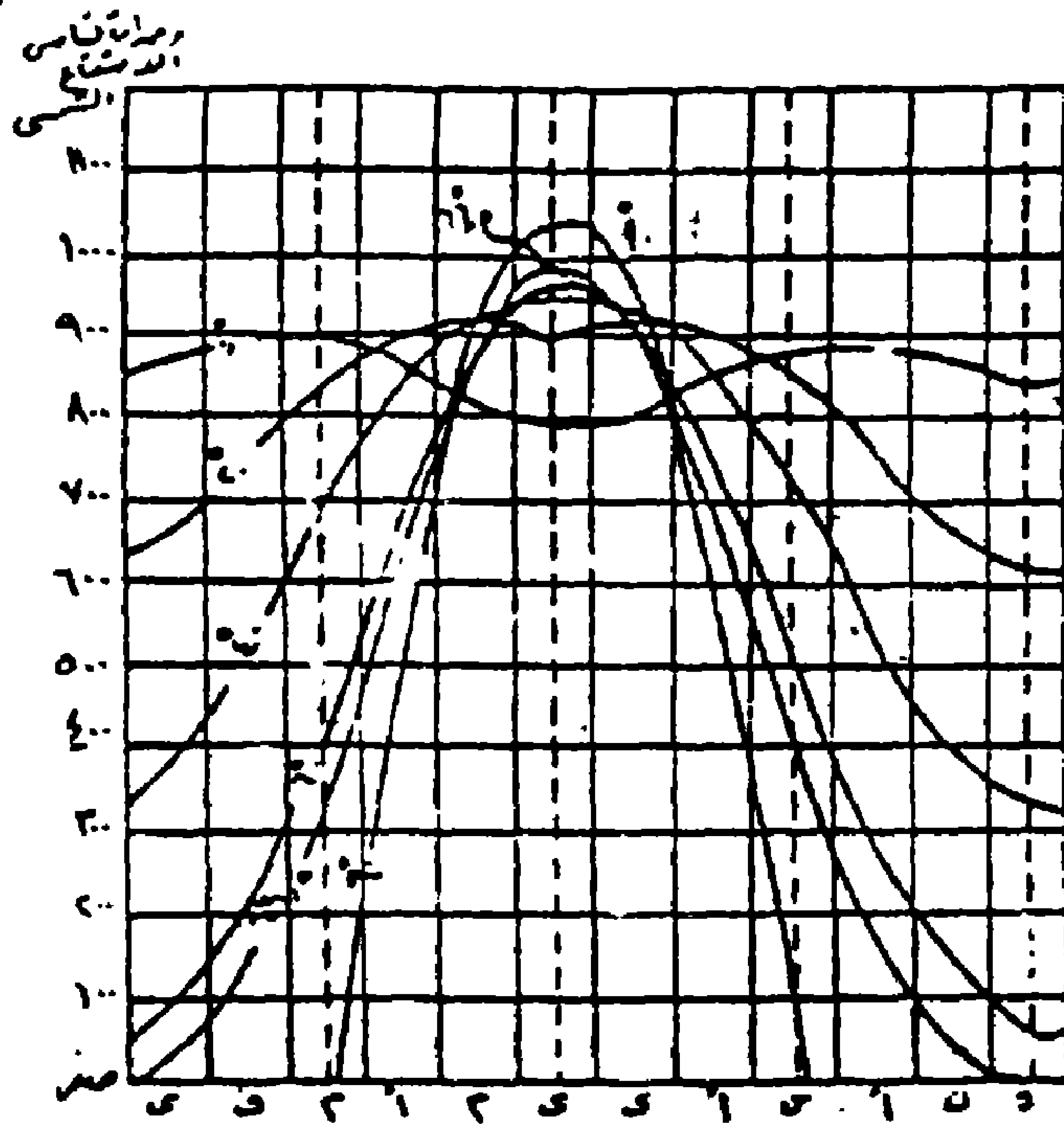
(شكل رقم (٢-٥) ظاهرة الليل والنهار وتعامد أمر ميل اشعة الشمس على دوائر العرض (كل مستطيل يمثل ٢٤ ساعة. اللون الأسود يدل على الليل واللون الأبيض يمثل النهار. والخطوط داخل كل مستطيل تدل على تعامد. أمر ميل أشعة الشمس على دوائر العرض خلال اليوم).

ويتضح منه أنه توزيع الاشعاع المسى فى العالم يرتبط ارتباطاً وثيقاً بدائرة العرض.

خط عرض	صفر	١٧°	٤١°	٤٩°	٦٣°	٦٦,٥°	٦٧,٥°	٩٠
طول النهار	١٢ ساعة	١٣ ساعة	١٥ ساعة	١٩ ساعة	٢٠ ساعة	٢٤ ساعة	١ شهر	٦ شهور

ولدائرة العرض أهمية أخرى تتمثل فى تأثيرها فى توزيع مقدار ما يتمتع به سطح الأرض من حرارة بعد عملية الاشعاع الشمسى وعملية الاشعاع الأرضى، وهو ما يطلق عليه بالميزانية الحرارية للأرض Earth's Heat Budget. ويوضح الشكل رقم (٦-٢) الميزانية الحرارية تبعاً لدوائر العرض، ومنه يتضح أنه فى المنطقة من خط الاستواء حتى دائرة عرض ٣٥° شمالاً

جنوباً تقريباً يتمثل بها فائض سنوى فى الحرارة المكتسبة بفعل الاشعاع الشمسى، فى حين أنه دائرة عرض ٣٥° شمالاً وجنوباً حتى القطبين نجد أن هناك عجز سنوى فى الحرارة بفعل شعاع الفاقد.

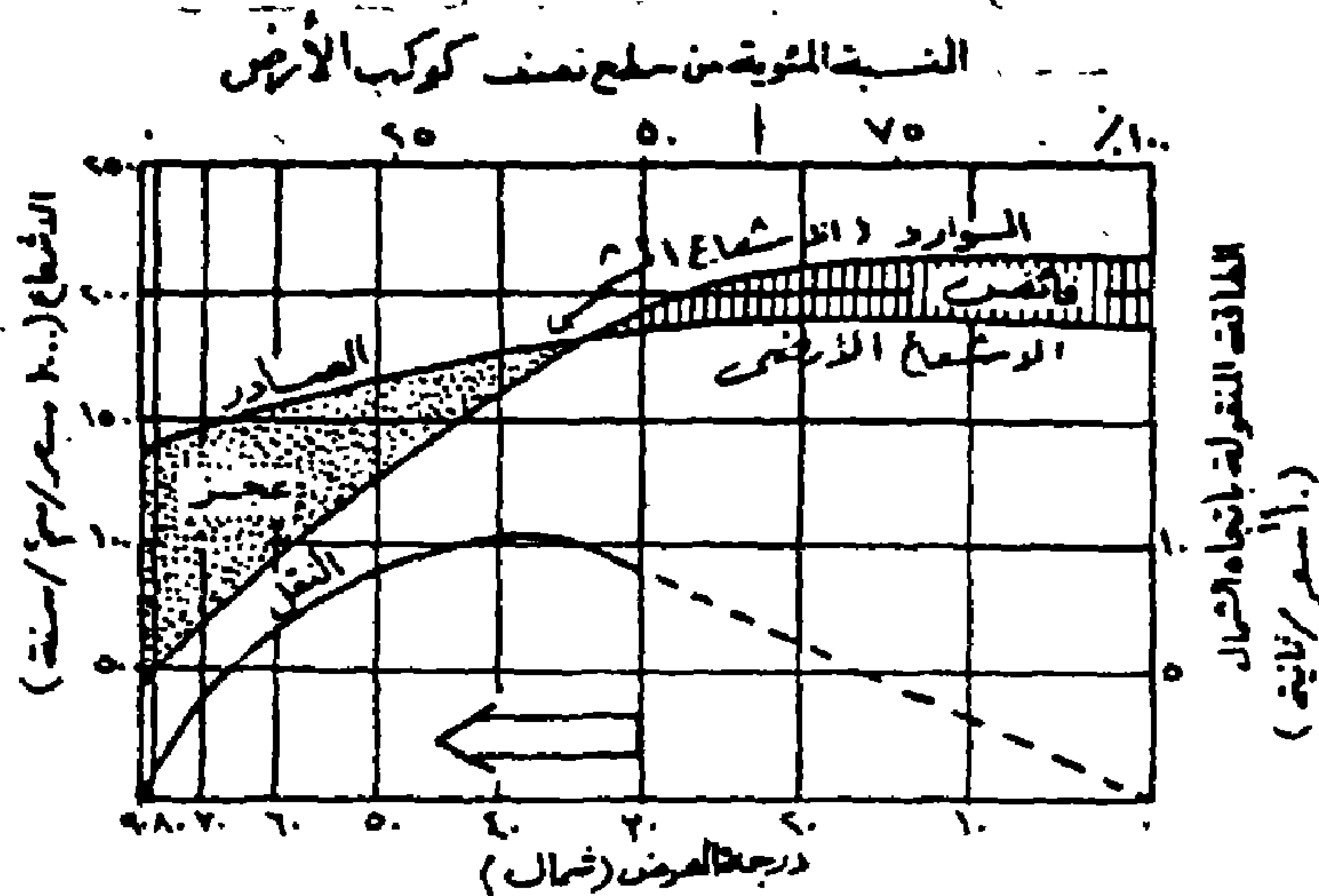


(شكل رقم: ٦-٢) الإشعاع الشمسي المكتسب على درجات العرض في نصف الكرة الشمالي خلال شهور السنة

ثانياً: الارتفاع (التضاريس) Altitude: (Relief)

يعد الارتفاع عن سطح البحر (أو التضاريس) أحد العوامل الهامة التى تؤثر فى عناصر المناخ وبصفة خاصة بالنسبة لدرجة الحرارة أو الضغط الجوى أو التساقط، فالسلاسل الجبلية على سطح الأرض تكون حواجز وحدوداً مناخية بين الأقاليم المناخية المختلفة مع هذا السطح. ومن مظاهر تأثير التضاريس على المناخ أن الارتفاع يقلل من درجة الحرارة، فكما ذكرنا أن درجة الحرارة تنخفض درجة مئوية واحدة لكل ١٥٠ متر (درجة فهرنهيتية لكل ٣٠٠ قدم تقريباً) ويرجع السبب فى ذلك إلى خلخلة الهواء وقلة ثانى أوكسيد الكربون وبخار الماء التى تعمل على تقليل قدرة دار الهواء على امتصاص الحرارة من الاشعاع الشمسى. وانخفاض درجة الحرارة على الجبال بفعل الارتفاع يفسر أن قمم هذه الجبال فى المناطق الاستوائية والمدارية تغطيها الثلوج أو تسودها ظروف مناخية تشبه الظروف المناخية فى العروض الشمالية أو القطبية.

وإلى جانب أثر الارتفاع فى انخفاض درجات الحرارة فإننا نجد أن إتجاه المرتفعات يؤثر فى مناخ المناطق التى تقع فى ظلها أو خلفها. وهذا يفسر لنا كيف أن وسط كندا لا يتأثر كثيراً بالمؤثرات الدفيئة للرياح العكسية الغربية، نظراً لاعتراض جبال الروكى لهبوب هذه الرياح. كذلك نجد أن الجهات المرتفعة عن سطح البحر تتلقى مطراً أوفر من المناطق المنخفضة التى تشبهها فى ظروف الموقع، كما أن سفوح المرتفعات المواجهة للرياح الرطبة أغزر مطراً من السفوح التى تقع فى ظل المطر.



(شكل رقم: ٧-٢) الإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي على دوائر العرض (الميزانية الحرارية)

وإلى جانب أثر المرتفعات فى الحرارة والأمطار فإن لها كذلك أثراً كبيراً فى نظام الضغط الجوى الذى يتناقص بالارتفاع. ويختلف معدل هذا التناقص حسب دوائر العرض، ففى الجهات الحارة يقل الضغط الجوى بسرعة أقل نسبياً من المناطق الباردة.

وبالإضافة إلى ذلك تؤثر المرتفعات فى إتجاه الرياح، فجبال الهيملايا مثلاً تحمى شبه جزيرة الهند من الرياح الشمالية الباردة، كما تقف عائقاً أما الرياح الموسمية الصيفية من التوغل إلى وسط القارة الآسيوية، وتضطر الرياح إلى الانحراف غرباً لتسير مع الإتجاه العام للجبال التى تعترض طريقها.

ثالثاً: توزيع اليابس والماء:

يعد اليابس والماء وتوزيعهما على سطح كوكب الأرض من أهم العوامل التى تؤثر فى المناخ. فمن المعروف أن من الخصائص الطبيعية للماء اكتسابه وفقده للحرارة ببطء بعكس اليابس الذى يسخن ويبرد بسرعة. وبالتالى ففى فصل الصيف يسخن الهواء الملاصق لليابس أسرع من الهواء الذى يعلو الماء. ويحدث العكس فى الشتاء إذ نجد أن الهواء الملاصق لليابس يبرد أسرع من ا لماء الذى يكون الهواء الملامس له أدفأ نسبياً من اليابس لكل ذلك كانت المسطحات المائية عاملاً مساعداً على أعتدال المناخ فى الجهات التى تجاورها.

ولتوزيع اليابس والماء أثره الكبير فى المدى الحرارى اليومى والسنوى، ففى الجهات البحرية يكون ذلك المدى صغيراً بينما يزداد كلما توغلنا فى داخل اليابس بعيداً عن البحر.

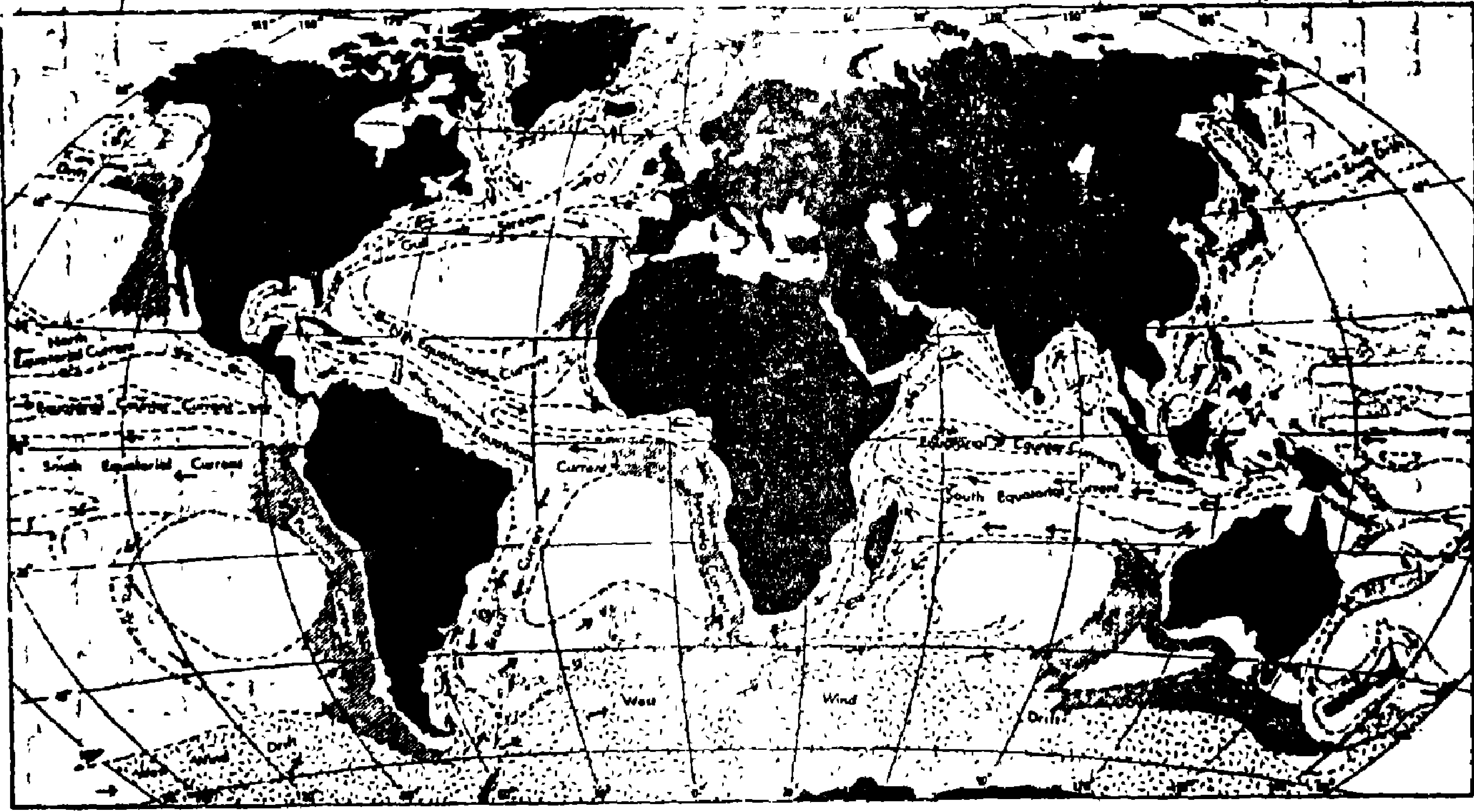
رابعاً: التيارات البحرية (المحيطية) Marine (Ocean) Currents

يقصد بالتيارات البحرية أو المحيطية حركة المياه السطحية للبحار والمحيطات فى اتجاهات معينة ثابتة. بسبب هبوب الرياح وتحريكها للمياه فى نفس اتجاه هبوبها. وتتصف هذه الحركة بأنها بطيئة للغاية إذ يبلغ معدل سرعتها ٤,٦ كيلو متر فى الساعة، والتيارات البحرية لها تأثير واضح فى مناخ المناطق الساحلية التى تمر بجوارها، نظراً لأن التيارات القادمة من جها ت أدفأ إلى جهات أبرد ترفع درجة حرارة المناطق الساحلية التى تمر بها، وبالعكس فإن التيارات القادمة من مناطق باردة إلى مناطق أكثر حرارة فرنها تؤدى إلى هبوط درجات الحرارة بها. وتتمثل التيارات البحرية أصدق تمثيل فى المحيطين الأطلسى والهادى وذلك على النحو التالى (شكل رقم: ٨-٢).

١- تيارات المحيط الأطلسي:

تتحرك المياه السطحية فى المحيط الأطلسى فى المنطقة المدارية على جانبى خط الاستواء تبعاً لاتجاه الرياح فى اتجاه عام نحو الغرب، ويعرف بالتيار الاستوائى الشمالى شمال دائرة الاستواء والتيار الاستوائى الجنوبى جنوب دائرة الاستواء ويفصلهما تيار عكسى راجع نحو دائرة الاستواء (يعرف عند الساحل الأفريقى بتيار غانة). ويتجه التيار الاستوائى الشمالى نحو الشمال الغربى ماراً بشرق أمريكا الجنوبية بعد أن ينضم إليه جزء من التيار الاستوائى الجنوبى، بعد ذلك يتحرك التيار نحو جزر الهند الغربية حيث يدخل جزء منه البحر الكاريبى ويتزود بكمية المياه الهائلة التى تنصب فى خليج المكسيك بفعل نهر المسيسبى. ثم يخرج التيار الذى يعرف بتيار فلوريدا الدفىء من خليج المكسيك ويلتقى بشعبته الأخرى التى تتجه شرقى جزر الهند الغربية ويسيران مكونان تياراً واحداً ضخماً يعرف شمال دائرة عرض ٣٥° وشمالاً بتيار الخليج الدفئ متجهاً نحو الشمال الشرقى تحت تأثير الرياح العكسية الغربية، ويعرف بتيار الأطلسى الشمالى. حتى إذا ما اقترب من أوربا تفرع إلى ثلاث شعب: شعبة تتجه نحو الجنوب بحذاء ساحل شمال غربى إفريقية وتعرف بتيار كناريا البارد (الذى يقع تحت تأثير الرياح التجارية الشمالية الشرقية) ويتصل بالتيار الاستوائى الشمالى مكملاً دورته فى العروض الدنيا من المحيط الأطلسى الشمالى. بينما تواصل الشعبتان الأخريتان من تيار الخليج الدفىء حركتهما فتصل الثانية إلى شمال غربى أوربا والثالثة تجاه إيسلند، وهما ينضمان فى النهاية إلى التيارات القطبية ا لباردة التى تتجه جنوباً تقريباً، وتعرف بتيار شرقى جرنيلند البارد وتيار لبرادور البارد الذى يمر بشمالى شرقى أمريكا الشمالية ويلتقى فى النهاية بتيار الخليج الدافئ قرب جزيرة نيوفوند لاند.

أما جنوب خط الاستواء فإن التيار الاستوائى الجنوبى يتجه معظمه نحو الجنوب الغربى ماراً بالسواحل الشرقية لأمريكا الجنوبية حيث يعرف بتيار البرازيل الدفئ. وعند دائرة عرض ٤٠° جنوباً يقع تحت تأثير الرياح العكسية الغربية متجهاً نحو الشرق وينضم إليه تيار فولكلاند البارد الذى يمر بالطرف الجنوبى من الساحل الشرقى للقارة كما ينضم معه أيضاً بعض التيار القطبى الجنوبى ويتجه منها جميعاً جزء نحو الشمال بمحاذاة الساحل الغربى لقارة إفريقية ويعرف بتيار



(شكل رقم: ٨-٢) التيارات البحرية الدفيئة والباردة

بنجويلا البارد الذى ينضم إلى التيار الاستوائى مكملاً دورته بسبب تأثره بالساحل الإفريقى والرياح التجارية الجنوبية الشرقية.

٢- تيارات المحيط الهادي:

يشبه نظام التيارات في المحيط الهادى مثيله فى المحيط الأطلسى، فشمال دائرة الاستواء يوجد أيضاً كل من التيار الاستوائى الشمالى والجنوبى وبينهما التيار الاستوائى العكسى. ويتجه التيار الاستوائى الشمالى نحو الغرب ماراً بشرقى جزر الفلبين، ثم يتجه نحو الشمال فالشمال الشرقى ماراً بشرقى الصين واليابان ويعرف بتيار اليابان أو تيار كوروشيو Kurosuio الدافئ الذى يستمر فى الإتجاه بتأثير الرياح العكسية نحو الشمال الشرقى تجاه شمال غرب أمريكا الشمالية ويعرف بتيار المحيط الهادى الشمالى الدافئ... وهناك يتفرع إلى قسمين: أحدهما يتجه نحو الجنوب ماراً بالساحل الغربى للولايات المتحدة على هيئة تيار يعرف با سم تيار كاليفورنيا البارد الذى ينضم إلى التيار الاستوائى الشمالى مكوناً دورة فى العروض الدنيا من المحيط الهادى الشمالى، والقسم الآخر يدور مع ساحل كندا والسكا ويعرف بتيار السكا الدفىء.. ويلاحظ أن هناك تياراً بارداً شرقى شبه جزيرة كمتشكا يتجه نحو الجنوب الغربى ثم الجنوب وهو يلتقى مع تيار اليابان قرب جزيرة اليابان. كذلك يلاحظ أن هناك شعبة من تيار كيروشيو (تيار اليابان الدفىء) تدخل بحر اليابان أيضاً ويعرف بتيار تشوشيما Tsuhima الذى يمر غرب السواحل الغربية لليابان، ومن ثم تبدو جزر اليابان مطوقة من الشرق والغرب بتيارات دفيئة.

أما جنوب خط الاستواء نجد أن التيار الاستوائى الجنوبى يتجه كمثيله فى المحيط الأطلسى نحو الشرق، ثم ينحنى متجهاً نحو الجنوب حيث يعرف باسم تيار شرق استراليا الدفىء وعندما يدخل منطقة هبوب الرياح العكسية الغربية يتجه نحو الشرق، وقرب الطرف الجنوبى الغربى من أمريكا الجنوبية تتجه منه شعباً نحو الشمال بمحاذاة الساحل الغربى للقارة وتعرف بتيار بيرو أو همبولت البارد الذى ينضم فى النهاية إلى التيار الاستوائى الجنوبى مكملاً دورة كاملة.

ويلاحظ بصفة خاصة من توزيع التيارات فى كل من المحيطين الأطلسى والهادى أنه فى العروض الدنيا تمر بالسواحل الشرقية للقارات تيارات دفيئة بينما تمر بسواحلها الغربية فى نفس العروض تقريباً تيارات باردة، وعكس ذلك يحدث فى العروض العليا فى نصف الكرة الشمالى، حيث تمر بالسواحل الشرقية للقارات تيارات باردة بينما تمر بسواحلها الغربية فى نفس العروض تقريباً تيارات دفيئة، وتبعاً لذلك تختلف الأحوال المناخية فى شرق القارات عن غربها سواء فى النصف الشمالى أو الجنوبى من كوكب الأرض بتأثير التيارات التى تمر بها، من تعديلها لدرجة الحرارة وزيادة الأمطار إلى جانب أنها تساعد على تكوين الضباب الذى يتكاثف فى مناطق التقاء التيارات الباردة با لتيارات الدفيئة، كما هى الحال عند جزر اليابان (عندما يلتقى تيار كمتشكا البارد مع تيار اليابان الدفىء) أو عند حزيرة نيوفوندلاند (عندما يلتقى تيار لبرادور بتيار الخليج الدفىء).

الفصل الثالث

الطاقة الإشعاعية
والحرارة في نظام المناخ

الفصل الثالث
الطاقة الإشعاعية والحرارة
في نظام المناخ

مقدمة:

تنتج كل جوانب نظام المناخ الخاص بكوكب الأرض من درجات حرارة، ورياح، وسحب، وأمطار، من انتقال الطاقة وتحولاتها بين نظام الأرض – الجو. والطاقة التى تحرك المناخ هى محور هذا الفصل الأساسي مع إبراز علاقتها بحرارة الجو.

وتبدأ عملية نظام الأرض – الجو حين تصل الطاقة من الشمس إلى قمة الغلاف الجوى فى شكل طاقة اشعاعية أو ما نعرفه بالاشعاع radiation، ثم تنتقل هذه الطاقة لأسفل خلال الغلاف الجوى وأثناء ذلك تتفاعل معه، وينتج من هذا التفاعل أن جزءاً من هذه الطاقة ينعكس عائداً إلى الفضاء ويمتص جزء آخر من هذه الطاقة ويتحول إلى حرارة تستخدم فى تسخين الهواء بينما يمر جزء إلى سطح الأرض حيث يمتص هناك، ويستخدم فى تدفئة سطح الأرض وتبخر المياه وإذابة الثلوج وكذلك لتدفئة طبقات التربة الواقعة تحت السطح. وتنتقل هذه الطاقة المتحولة إلى الجو حيث تعود فى النهاية مرة أخرى إلى الفضاء فى شكل اشعاع حرارى. وتنشأ التنوعات والاختلافات الزمنية والمكانية فى تبادلات الطاقة نتيجة اختلاف كمياتها المشعة من الشمس، وكذلك اختلاف درجات التفاعل بينها وبين كل من الغلاف الجوى وسطح الأرض التى تؤدى إلى وجود المناخ بالشكل الذى نعرفه

تدفقات الطاقة:

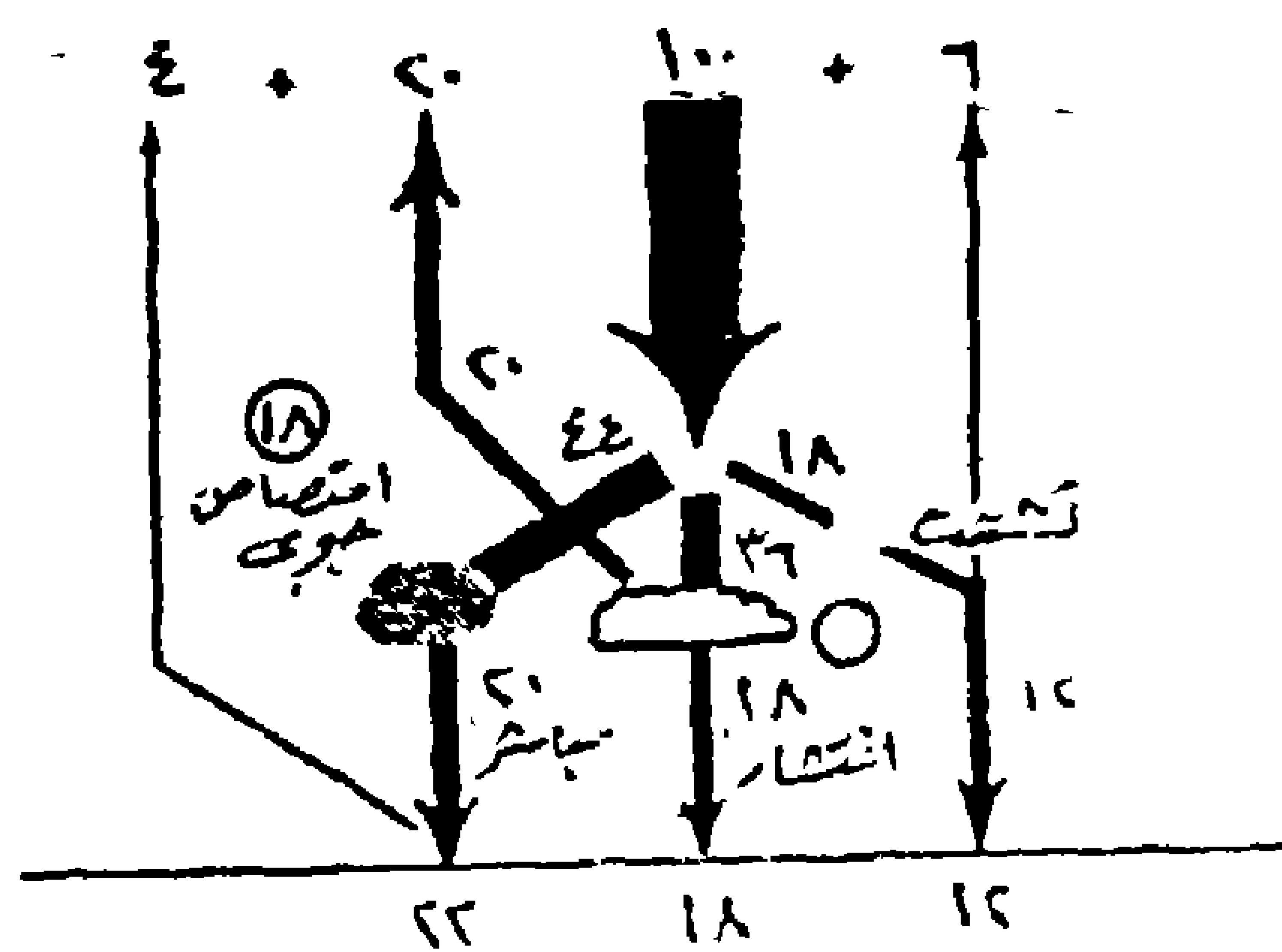
يمكن تلخيص عملية تبادل الطاقة فى نظام الأرض – الجو فى بيانات رسوم «تدفقات الطاقة» (شكل ١-٣). وهذا الرسم يوضح الصور الكثيرة التى يمكن أن توجد عليها الطاقة، وكذلك يوضح التفاوتات الكبيرة فى كمياتها وأيضاً قدرة النظام على تخزين تلك الطاقة. وتبادلات الطاقة موجودة طوال الوقت وعلى مستويات زمنية متنوعة. وتستخدم الطاقة الواردة من الشمس فى تدفئة أسطح الماء على مدى النهار، كما يستخدم البعض من تلك الطاقة فى التبخر. والتبخر يمثل إحدى صور انتقالات الطاقة ويؤدى إلى جعل الهواء رطباً، وهذا بدوره يتصاعد إلى أعلى، وتزداد معدلات التصاعد خلال فترات الصباح حتى تكون قد اشتدت قوتها بحلول منتصف النهار بشكل يكفى لتكثيف بخار الماء مكوناً السحب. وتخزن الطاقة فى تلك السحب كطاقة كامنة ، وهذه الطاقة ما تلبث أن تنطلق إذا ما واتت ظروف ملائمة لتحويلها إلى صورة من صور التكاثف كالأمطار – مثلاً.

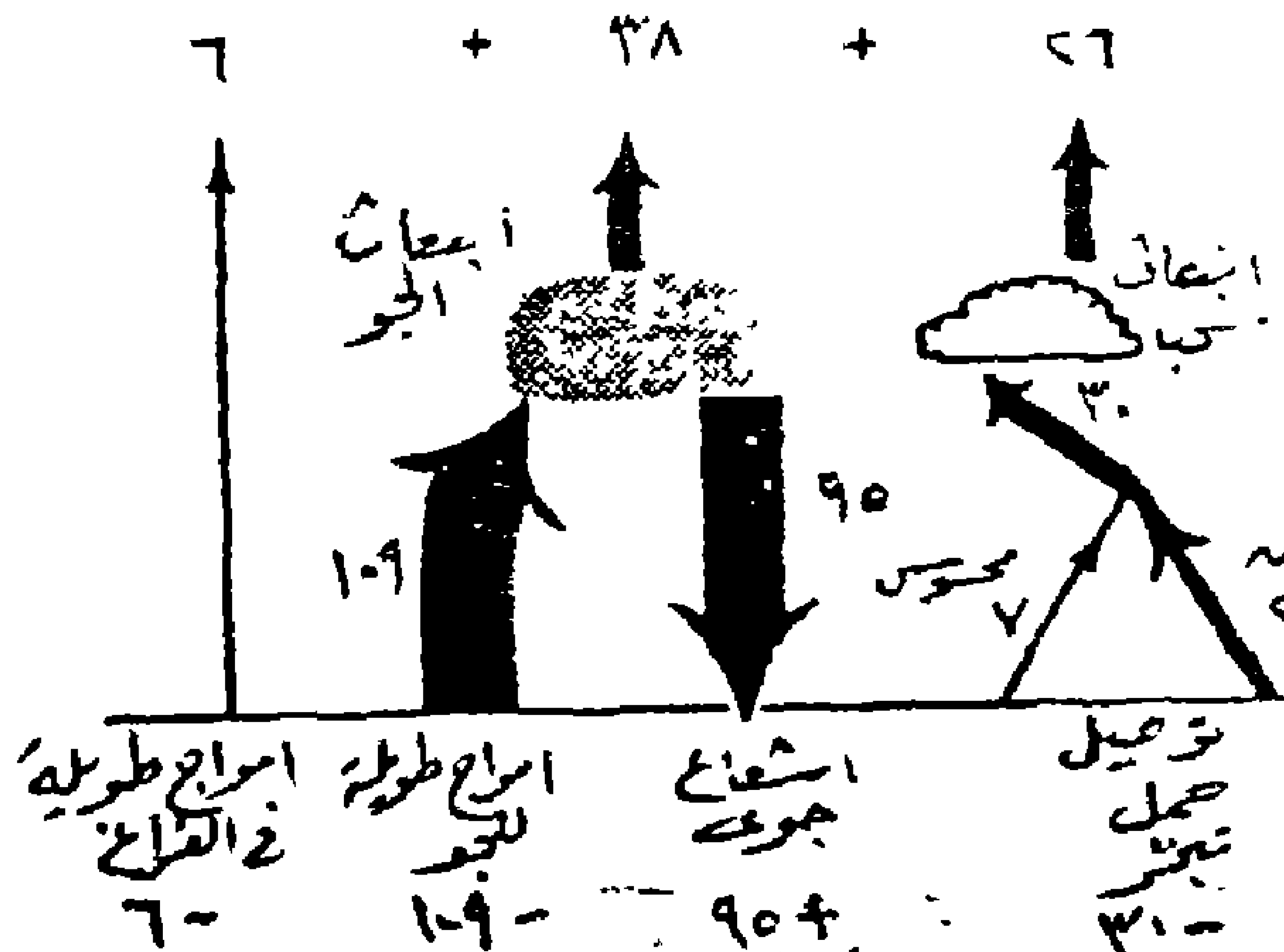
شكل (١ - ٢) : أ - نظام تدفقات الطاقة على مستوى الأرض. ومقدار معدل الاشعاع عند سطح الغلاف الجوي. ب- الملامح الخاصة بنظام الطاقة والتي تؤثر بشكل مباشر على الحياة على سطح الأرض.

ميزان الطاقة لكوكب الأرض

يوضح شكل (٢-٣) قيمة المتوسط السنوى لعمليات تبادلات الطاقة المختلفة على مستوى كوكب الأرض ويتضح منها أن سطح الأرض يفقد قدراً من الطاقة مساوياً للقدر الذى يستقبله. والشئ نفسه صحيح بالنسبة للغلاف الجوى بل ولكوكب الأرض بأكمله. وهكذا يكون هناك توازن سنوى محفوظ لطاقة الاشعاع على مستوى كوكب الأرض. ولولا توازن كهذا لحدثت تغيرات مناخية سريعة. وعلى هذا المقياس السنوى للأرض تهمل كل الحركات الأفقية فى الجو والمحيطات - التى تنقل الطاقة . كما تهمل تأثيرات الغطاء النباتى والتضاريس وأثر الليل والنهار، وكذلك فصول السنة وتكون الأرقام بالتالى ممثلة لتبادل الطاقة بصورة عامة. وحسب

شكل (٢-٣) يتم تقسيم الاشعاع إلى مجموعتين : الاشعاع قصير الموجة القادم أو الوارد من الشمس، والاشعاع طويل الموجة الخارج أو الصادر من الأرض. وهذا التقسيم الأساسي للاشعاع بين شمسي وأرضي ينتج مباشرة من طبيعة خصائص الأشعة الكهرومغناطيسية. كما أن هذا التقسيم ينطوي ليس فقط على آثار عظيمة للنظام المناخي للأرض بل أن له أيضاً دلالة وقيمة تطبيقية بالنسبة لقياسات وأرصاد الأقمار الاصطناعية للأرض وغلافها الجوي.



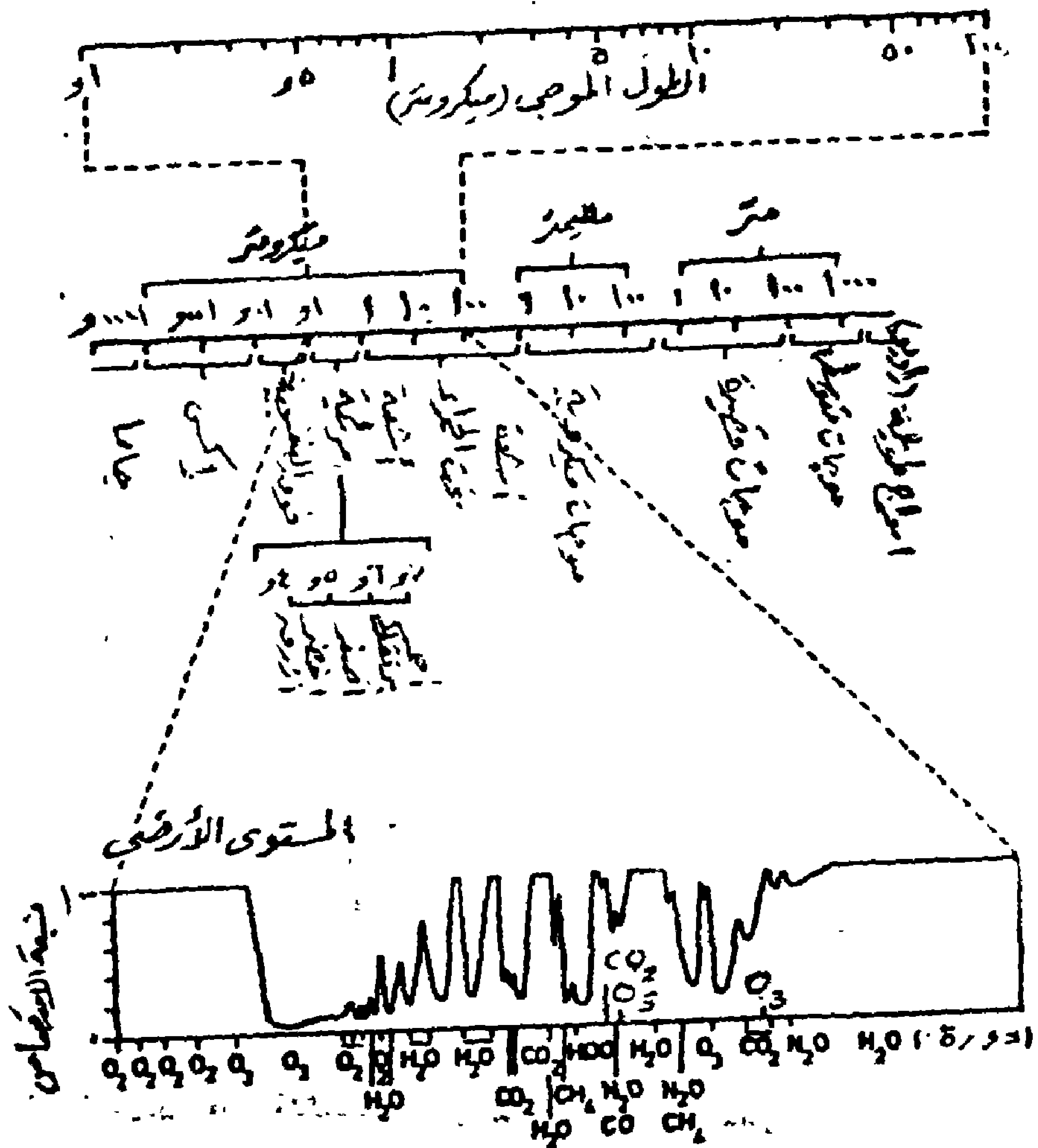


شكل (٢-٢) : توازن الطاقة لكوكب الأرض ويتوازن الاشعاع قصيرة الموجة (أ) مع الاشعاع طويل الموجة. (ب) عند قمة الغلاف الجوي (الموازنة العامة للكوكب)، والجو، وسطح الأرض. لاحظ الإسهام الرئيسي للألبيدو الخاص بالكوكب.

طبيعة الاشعاع

الإشعاع هو نوع من أنواع الطاقة التي تصدر من الأجسام التي لها درجة حرارة أعلى من الصفر المطلق. وهو الصورة الوحيدة من الطاقة التي يمكنها الانتقال خلال فراغ الفضاء

الخارجي، وعلى هذا فإن استقبال وانبعاث الطاقة إلى ومن كوكب الأرض يجب أن يتم في صورة اشعاع. وأهم الصفات الرئيسية للإشعاع هي طول موجته أو إنتشاره. وكل الأجسام تشع عن مدى واسع من أطوال الموجات. وتسمى المجموعة الكاملة لأطوال الموجات الممكنة باسم مجال الطيف الكهرومغناطيسي Electromagnetic Spectrum أو اختصاراً الطيف (شكل ٣-٢) ويقع الاشعاع الذي يعنينا من وجهة النظر المناخية في المدى من طول الموجات الممتد من ٠,١٠ ميكرومتر (٠,١٠ ميكرون µm) إلى ١٠٠ ميكرومتر. وفي هذه المنطقة تستجيب العين الآدمية إلى جزء صغير جداً من الأشعة وهو الجزء الذي يغطي ما نسميه بالضوء المرئي.



شكل (٢ - ٢) : أ- مدى الطيف الكهرومغناطيسي. ب- الامتصاص الجوي عبر هذا المدى من أطوا الموجات.

ويعتمد إحساسنا بالألوان بشكل كبير على طول موجة الضوء الذي تستقبله أعيننا، فأطوا موجات حول ٠,٤٠ ميكرومتر تعطي ضوءاً بنفسجياً، وبزيادة طول الموجة ترى مجموعة ألوا

الطيف (ألوان قوس قزح) حتى مدى ٠.٧٠ ميكرومار حيث نصل إلى الضوء الأحمر. والمناطق المجاورة لهذه المنطقة المرئية تعطى أسماء ترتبط باسم اللون المرئى الأكثر قرباً – فأطوال الموجات الأقصر قليلاً من ٠.٤٠ ميكرومتر تسمى بمنطقة الأشعة فوق البنفسجية Ultraviolet، بينما الأشعة ذات أطوال موجات أطوال من حوالى ١ ميكرومتر (وأقل من أو تساوى ١ ملليمتر) تسمى بالأشعة تحت الحمراء Infrared Radiation.

قوانين الاشعاع

يعتمد طول موجة الأشعة على درجة حرارة الجسم المشع. والقانون الأساسى الذى يصف الاشعاع الحرارى هو قانون بلانك Planck's Law وهو ينص على أن الأجسام كاملة الاشعاعية لها درجة حرارة تتوافق تقريباً مع درجات حرارة الشمس (٥٨٠٠ كالفن) والأرض (٢٥٥ كالفن) ومنحنيات بلانك هذه هى منحنيات فريدة عند درجة حرارة معينة T، كما أن لهذه المنحنيات شكلاً مميزاً. ودرجة حرارة الأرض كجسم أسود lack body – أو درجة حرارة الاشعاع الأرضى – هى أقل من درجة الحرارة المتوسطة لسطح الأرض بمقدار ٣٣ كالفن. ويرجع الارتفاع النسبى لدرجة الحرارة السطحية للأرض إلى مايعرف بتأثير الصوبة Greenhouse Effect (الاحتباس الحرارى). ويتناسب طول موجة أقصى انبعاث لجسم ما عند درجة حرارة معينة عكسياً مع درجة الحرارة ويمكن وصفه عن طريق قانون وينWiens' Law.

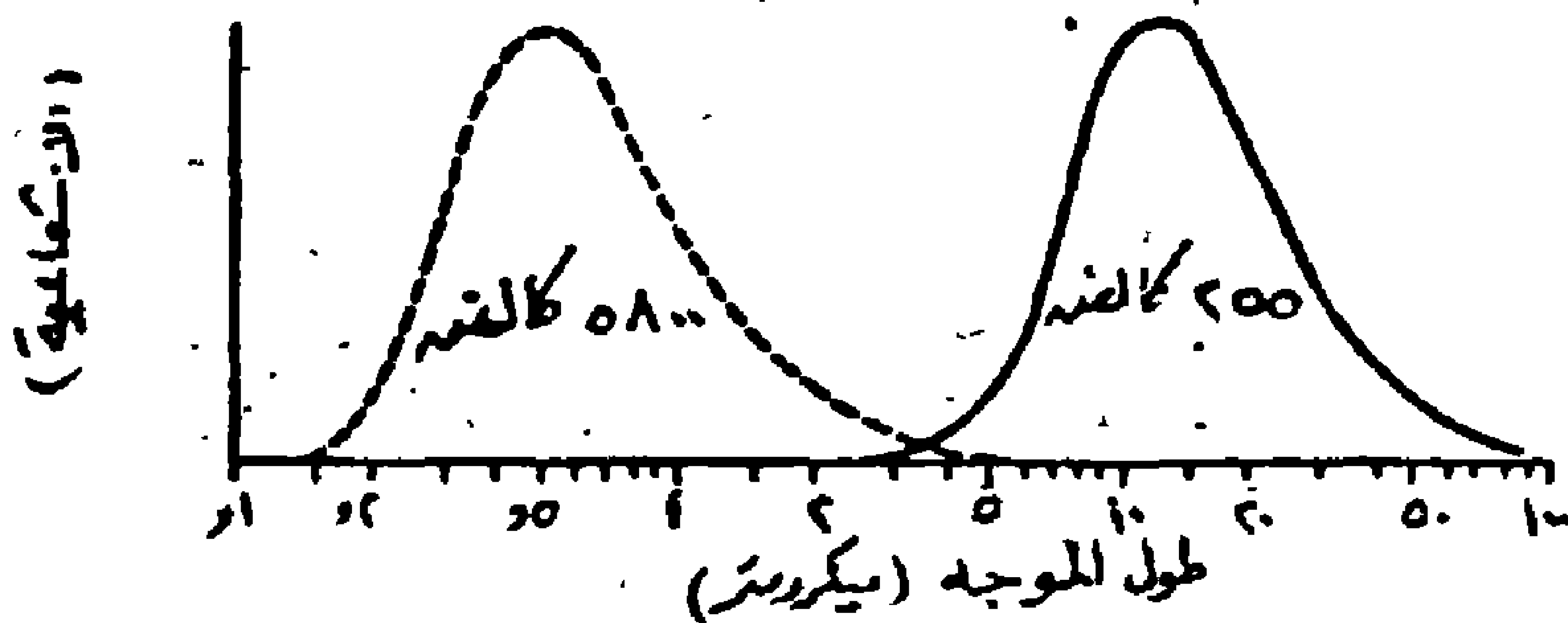
أما الطاقة الكلية المنبعثة بواسطة جسم ما فتنتج عن المنحنين فى شكل (٤–٣) (ب) فيمكن الحصول عليها بتكامل قانون ستيفان – بولتزمان Stefan-Boltzmann Law الذى يؤكد على أن كمية الطاقة المبعثة تزداد مع زيادة الحرارة كما يتضح من شكل (٤–٣ (ب)).

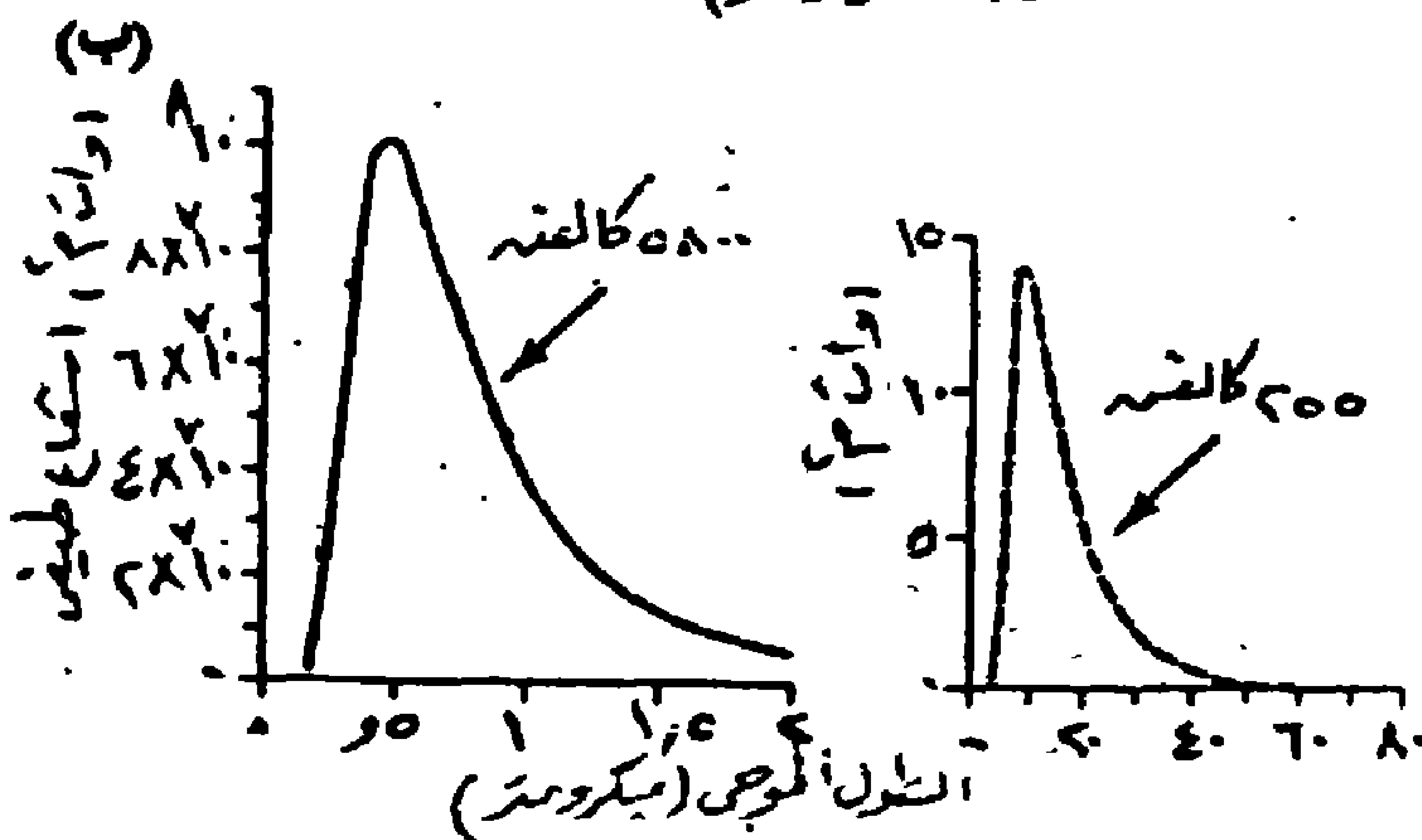
وتنطبق القوانين الثلاثة بشكل مباشر على الأجسام التى يمكن اعتبارها نظرياً مواد كاملة الاشعاعية. ومثل هذه الأجسام يطلق عليها إسم الأجسام السوداء. وتحدد نبعاثية أو اشعاعية Emissivity جسم ما بمقدار اقتراب ذلك الجسم من الجسم التام الاشعاعية أى بالجسم الأسود.

وتتوقف درجة الانبعاثية أو الاشعاعية على طول الموجه. وعموماً فإن المواد الصلبة والسوائل تشع عبر مدى طيفى متصل بدرجة انبعاثية تكاد تكون ثابتة، وتتراوح عادة بين ٠.٩ – ١.٠ ميكرومتر بينما الغازات تشع أطوال موجات محددة فقط. وبالتالى فإن لها درجات انبعاثية متفاوتة ومتغيرة. وهذه خصيصة تجعل الحسابات أكثر صعوبة عندما يراد تقدير كمية الطاقة التى تنبعث من غاز ما عند درجة حرارة معينة. ولكنها أيضاً خصيصة يمكن استخدامها فى القياسات المعتمدة على الأقمار الاصطناعية لخصائص الجو.

ورغم أننا ركزنا أساساً على الانبعاث فإن هناك علاقة بسيطة للغاية بين درجة الانبعاثية والامتصاصية. وهذه العلاقة تعرف بقانون كيرتشوف Kirchhoff's Law . وبناء عليه فإنه عند نفس طول الموجة، فإن الأجسام جيدة الانبعاثية أو الاشعاعية تكون كذلك جيدة الامتصاصية. فأحد الأجسام الأرضية عالية الاشعاعية (الانبعاثية) عند أطوال موجات الطيف الشمسى يمتص بالضرورة قدراً عالياً من الطاقة الشمسية، غير أنه قد يبعث قدراً ضئيلاً جداً لأن درجة الحرارة

تجعله – حسب قانون بلانك – يرسل أو يشع قدراً صغيراً جداً من الطاقة عند طول هذه الموجة. والطاقة التي لاتمتص عند سقوط الأشعة علي جسم ما إما أن تنعكس أو تنتقل من خلاله. وتتوقف نسبة حدوث كل من الأمرين (الانعكاس والانتقال) في ظروف ما على طول موجة الأشعة الساقطة على الجسم وكذلك على خصائص الجسم نفسه.



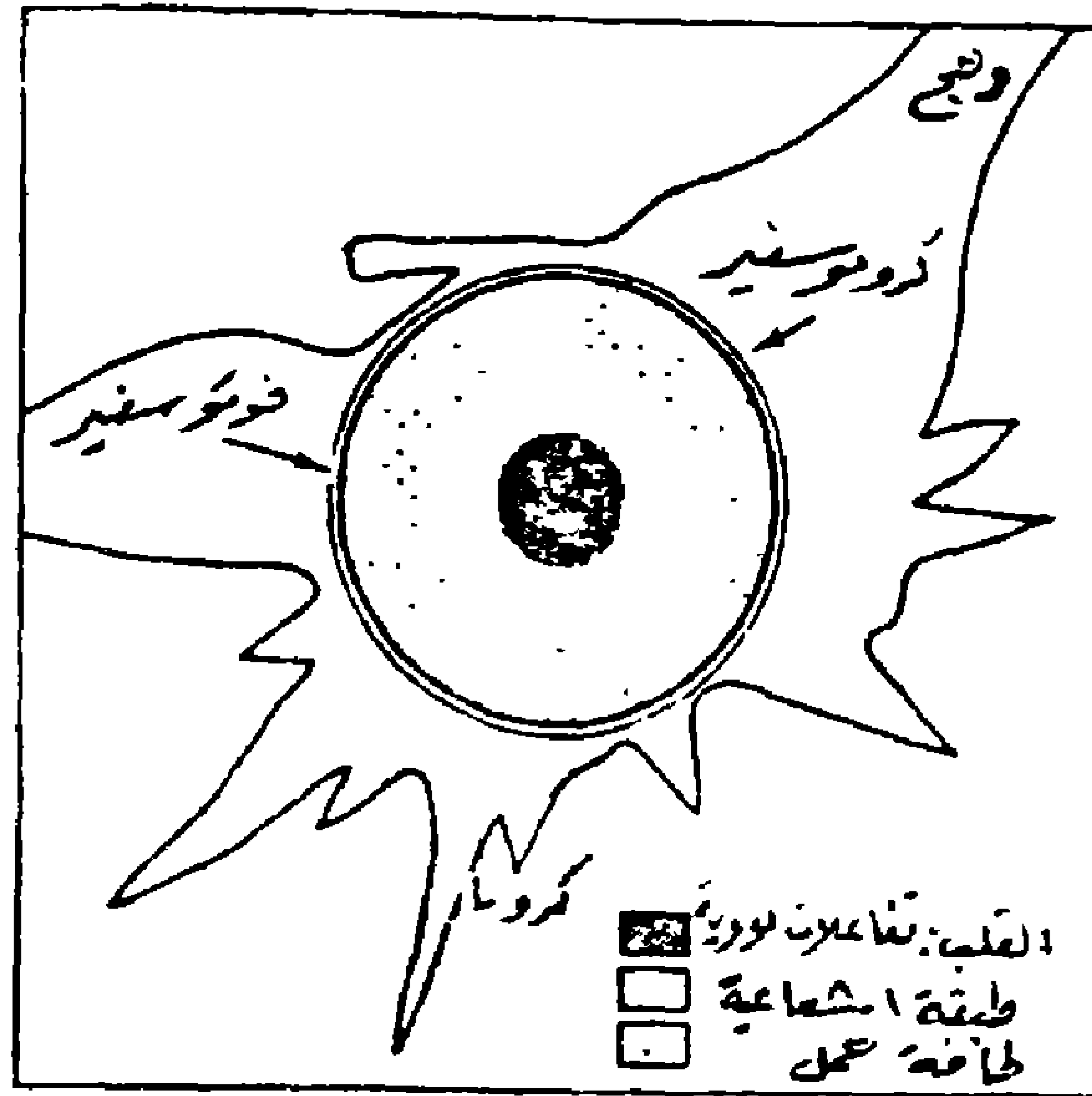


شكل (٤ - ٢) : (أ) منحنيات بلانك Planck Curves (أو منحنيات الجسم الأسود) للشمس والأرض. وقد عدل المقياس الخاص بالمحور الرأسي بحيث يكون لكل من المنحنين نفس المدى الرأسي. وتقع قمة المنحني الشمسي عند ~٠٫٥ ميكرومتر، بينما قمة منحني الأرض تقع عند ~١١٫٤ ميكرومتر.
شكل (٤-٢) (ب). المقاييس الرأسية الكمية (وات م$^{-2}$ ميكرومتر$^{-1}$) توضح الفروق في الطاقة الكلية المنبعثة بواسطة الشمس والأرض.

وتؤكد قوانين الاشعاع الأساسية على انه عند تناول الاشعاع في نظام المناخ فإنه من المفيد أن يؤخذ في الاعتبار نظامان مختلفان ومميزان للاشعاع : الأشعة قصيرة الموجة (الشمسية) القادمة من الشمس، وتلك طويلة الموجة (الأرضية) المنبعثة من الأرض من غلافها الجوى. ورغم تداخل النوعين بقدر بسيط إلا أنهما لايزالا مختلفين بقدر كاف يسمح بمعاملة كل منهما بصورة مستقلة. وهذا التمييز بين النوعين يعد أمراً ملائماً، حيث أن كلا من الصورتين يتفاعل مع نظام المناخ بطرق مختلفة.

الاشعاع الشمسي

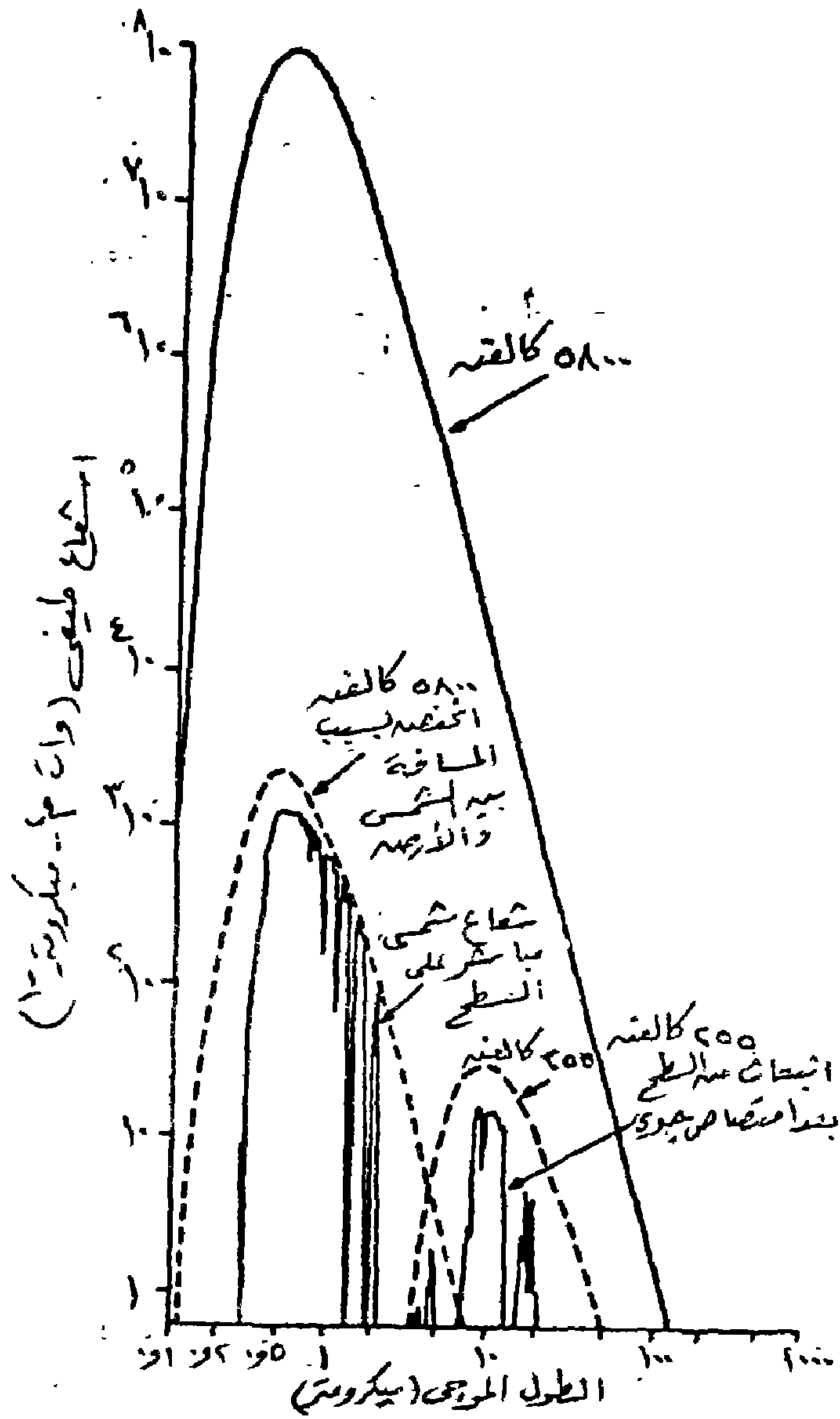
يؤدى حدوث التفاعلات النووية فى باطن الشمس إلى تولد الطاقة التى تنبعث عنها، والتى تصدر فى معظمها من طبقة الفوتوسفير Photosphere (شكل ٥-٣) . ويمثل هذا الاشعاع تقريباً جيداً للإشعاع الصادر عن جسم أسود. وبالتالى فإن الاشعاع المنبعث يتبع بشكل أساسى منحنى بلانك لدرجة حرارة ٥٨٠٠ كالفن. ويتراجع مقدار الانبعاث بشكل كبير لأقل من مستوياته المقدرة نظرياً عند منطقة الطاقة العالية، عند أطوال موجات أقصر من حوالى ٠,٣ ميكرومتر فقط (شكل ٦-٣) . ويلاحظ أن طول الموجة المصاحب لأعلى الشعاع يقع عند ٠,٤٧٤ ميكرومتر. ومعنى هذا أن لون الشمس يقع فى حقيقة الأمر بين اللونين الأزرق والأخضر. أما لون الشمس الأصفر الذى نراه فيرجع إلى الحساسية النسبية للعين الانسانية وإلى تفاعلات الأشعة القادمة من الشمس مع الغلاف الجوى للأرض، وكذلك للكثافات النسبية للاشعاع، والتى ترجع إلى شكل منحنى بلانك، حيث أنه نتيجة لهذا الشكل فإن ٩٩ ٪ من الطاقة تصدر فى منطقة طول موجة ٠,١٥ ميكرومتر إلى ٤,٠ ميكرومتر. ويكون توزيع الطاقة المرسلة بحيث يقع ٩ ٪ منها فى المنطقة فوق البنفسجية، و ٤٥ ٪ فى المدى المرئى و ٤٦ ٪ فى مدى الأشعة تحت الحمراء (شكل ٦-٣)



شكل (٥-٣) : مقطع عرضي يوضح مناطق الشمس المختلفة. تمر الطاقة المشعة من القلب إلي الفوتوسفير Photosphere وايضا خلال الفضاء إلي كوكب الأرض.

الطاقة الشمسية المستقبلة

تستقبل المنطقة العليا للغلاف الجوى لكوكب الأرض جزءاً قدره ٤,٥ × ١٠$^{-١٠}$ من كمية الطاقة الناتجة من منطقة الفوتوسفير . ويمثل هذا المقدار الطاقة المتاحة لخلق نظام المناخ، وهذه



شكل (٦ - ٣): توزيع معدلات الاشعاع الطيفي لأجسام تشع عند درجة حرارة ٢٥٥ كالفن و ٥٨٠٠ (لاحظ أنه عند أطوال موجات أقصر من ~ ٠٫٢ ميكرومتر وأطول من ~٢٠٠٠ ميكرومتر فقط يختلف معدل الاشعاع عند سطح الغلاف الجوي ومعدل الاشعاع المستقبل عند سطح الأرض بشكل ملحوظ

الكمية يعبر عنها عادة بالثابت الشمسى Solar Constant والذى يمكن تعريفه بأنه مقدار المارة فى وحدة الزمن عبر وحدة السطوح الموجودة فى اتجاه عمودى على اتجاه أشعة على حدود الغلاف الجوى الخارجية عند قيمة متوسطة للمسافة بين الشمس وكوكب

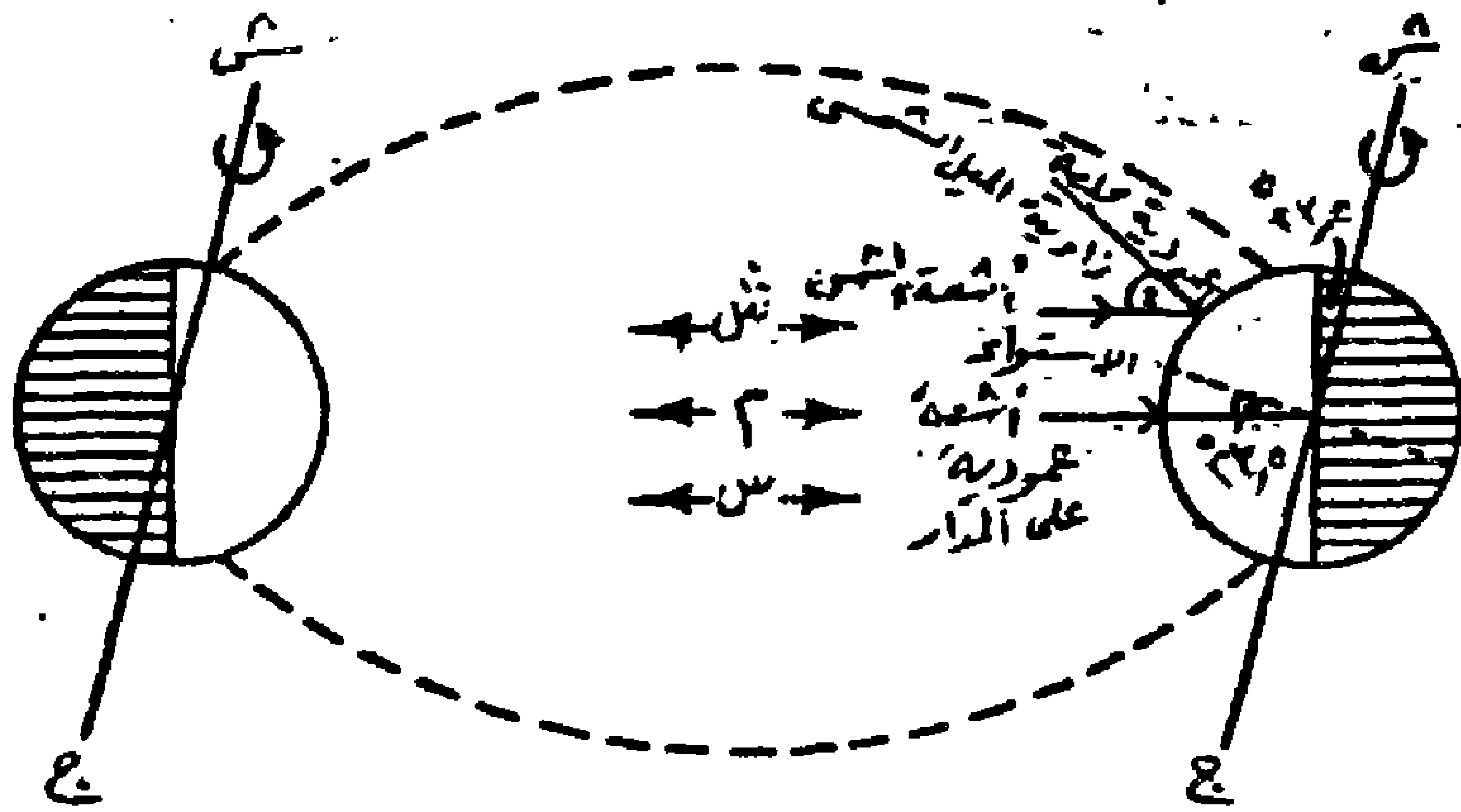
ورغم أن عدداً هائلاً من القياسات قد تم لتقدير هذا الثابت الشمسي، إلا أن قيمته ليست معلومة بالضبط، ولعل أفضل التقديرات فى الوقت الحاضر هو ١٣٧٠ وات للمتر المربع. ومن المعروف أن الثابت الشمسي يتفاوت عبر عدد من المستويات الزمنية المختلفة. ولعل أطول هذه الاختلافات زمناً هو الاختلاف المرتبط بنشأة الشمس ذاتها. وعلى مدى العمر الزمنى للنظام الشمسى فإن هناك اعتقاداً بأن درجة الحرارة وبالتالى الطاقة، الصادرة من الشمس قد زادت بمقدار يتراوح بين ٢٠ - ٤٠٪. وهذه الزيادة لم تغير من الثابت الشمسى فحسب بل إنها قد غيرت أيضاً من التوزيع الطيفى للطاقة.

وعلى مقياس زمنى أقصر كثيراً فإن الاختلافات فى إنتاج الطاقة من الشمس تنتج عن تغيرات فى النشاطات والعمليات التى تحدث داخل الشمس نفسها، وهذه التغيرات ترتبط بالبقع الشمسية Sun spots والتى تنتج بدورها من نشاطات الحمل والتى تقوم بخلط الطبقات العليا من الفوتوسفير بشكل مستمر. وتبدو البقع الشمسية كمناطق داكنة ذات انصاف أقطار تبلغ حوالى ٤٠٠٠ كيلومتر. وتوجد هذه البقع الشمسية بشكل عام بين خطى عرض ٥° و ٣٥° من خط الاستواء الشمسى، ويختلف عدد تلك البقع بشكل يكاد يكون دورياً، حيث تستغرق الدورة الواحدة قرابة ٢٢ عاماً. وتؤدى النشاطات المغناطيسية بداخل البقع الشمسية النشطة إلى حدوث مايعرف بالوهج الشمسى وزيادة تدفق اللأشعة فوق البنفسجية، وكذلك الأشعة السينية X-ray. وهذه التغيرات تؤثر على قيمة الثابت الشمسى وهى بذلك تمثل سبباً أساسياً فى عدم معرفتنا الدقيقة لقيمة هذا الثابت.

وبالإضافة إلى العمليات التى تتم بداخل الشمس فإن الأشعة التى تستقبلها الأرض تختلف أيضاً نتيجة للعلاقة الفلكية بين الشمس وكوكب الأرض. فهذه العلاقة - والتى هى علاقة معروفة ويمكن وصفها بدقة - تعد هى المسئولة عن التفاوتات والاختلافات اليومية والموسمية المنتظمة فى الطاقة الشمسية التى تصل إلى قمة الغلاف الجوى، كما أن لها تأثيرات كبيرة على بعض الاختلافات طويلة المدى.

الاختلافات اليومية والموسمية في الاشعاع الشمسي

نتيجة لميل المحور لكوكب الأرض (شكل ٧-٣) فإن كلا من طول النهار وارتفاع الشمس فى السماء يختلف مع الوقت، ويمكننا القول أن طول النهار يتناسب مع مقدار الجزء مع دائرة العرض. ففى الأوضاع المتطرفة تكون شمس منتصف النهار فى منتصف السماء أى عمودية، على مدار السرطان فينتج عن هذا ما يعرف بالانقلاب الصيفى Summer Solstice أو عمودية على مدار الجدى فيحدث الانقلاب الشتوى Winter Solstice. وعند هذا الوقت من الشتاء وفى المناطق الواقعة شمال الدائرة القطبية الشمالية يمتد الليل ٢٤ ساعة كاملة بينما عند المناطق الواقعة جنوب الدائرة القطبية الجنوبية يمتد النهار ٢٤ ساعة متصلة أيضاً. أما عند فترتى الاعتدال Equinoxes الربيعى أو الخريفى وهما اليومان من العام اللذان يكون فيهما طول النهار اثنتى عشرة ساعة فى كل مكان على سطح الأرض فإنهما تحدثان عندما تتعامد الشمس على خط الاستواء، ويحدث هذا يومى ٢٢ مارس - الاعتدال الربيعى - و ٢٢ سبتمبر - الاعتدال الخريفى - تقريباً من كل عام.



شكل (٢-٧)، موقع وتوجيه الأرض عند نقطة ابعد ما تكون عن الشمس (شهر يونيو) واقرب ما تكون من الشمس (شهر ديسمبر)، ويوضح الرسم زاوية الميل الشمسي Z.

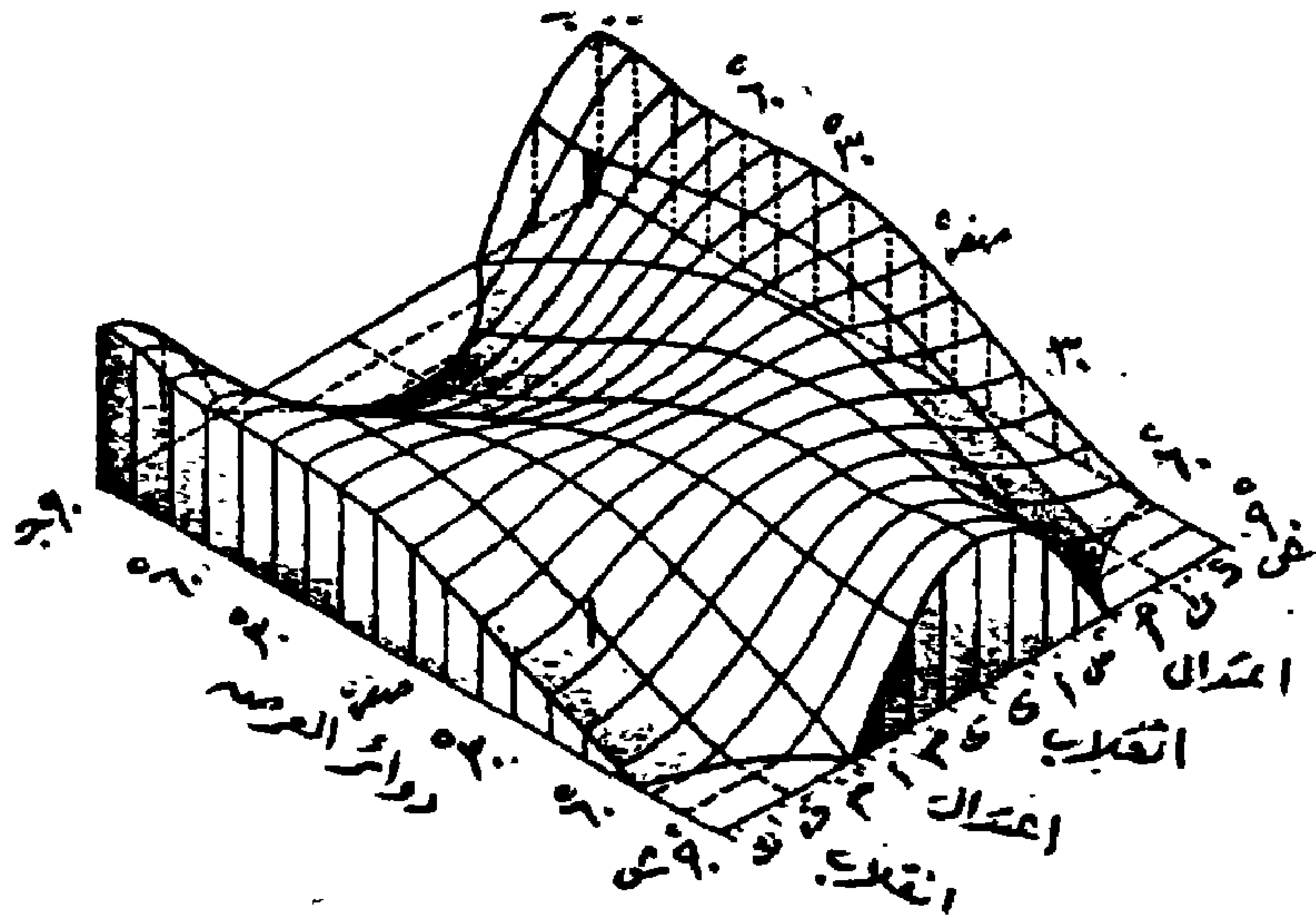
أما ارتفاع الشمس فى السماء فإنه عادة ما يعبر عنه بزاوية الميل الرأسية للشمس zenith angle وهى المسافة الزاوية بين اتجاه أشعة الشمس، وبين الاتجاه الرأسى المطلق لمنطقة معينة.

ويوضح شكل (٨-٣) تغيرات الطاقة الشمسية الساقطة أو ما يعرف بالتعرض الشمسى insolation عند قمة الغلاف الجوى كدالة لدائرة العرض والشهر من السنة. ويمكن أن نرى أنه بينما لايصل التعرض قرب خط الاستواء فى مقداره أبداً إلى الحد الأقصى الذى يتحقق عند القطبين، إلا أنه يكون مرتفعاً بشكل مستمر طوال العام وعلى الجانب الآخر فإن التعرض القطبى يكون (صفراً) أثناء الليل القطبى، ولكنه يصل لأعلى قيمة له عند النهار القطبى حيث تكون الشمس أعلى من الأفق بشكل دائم. وهذه الاختلافات المكانية والزمنية فى الاشعاع الذى يدخل إلى الغلاف الجوى هو أمر أساسى لتسيير النظام المناخى.

التفاعل بين الاشعاع والغلاف الجوي

بمجرد وصول أشعة الشمس إلى سطح الغلاف الجوى للأرض، فإن تدفقات الطاقة energy cascade حول كوكب الأرض تبدأ فى الحدوث. ويمكن لطاقة الاشعاع هذه أن تعاد فوراً إلى الفضاء، أو تختزن فى نظام الأرض - الجو أو أن تمتص وتتحول إلى صورة أخرى. وحين تبدأ أشعة الشمس فى تخلل الغلاف الجوى متجهة لأسفل نحو سطح الأرض، تبدأ عمليات تشتت الأشعة Scattering، وكذلك عملية الامتصاص Absorption، ورغم أن امتصاص الأشعة الشمسية يؤدى إلى حدوث التسخين والذى بدوره يؤدى إلى صدور أشعة طويلة الموجة، ثم - فى

وقت لاحق - تمتص هذه الأشعة بواسطة غازات الغلاف الجوى، فإننا سوف نركز اهتمامنا هنا على عمليات امتصاص وانبعاث Emission وتشتت وانتقال Transmission الأشعة قصيرة الموجة في هذا الجزء، أما امتصاص وإعادة اشعاع الأشعة طويلة الموجة، فإنه سيذكر في بعض المراجع الأخرى من هذا الفصل.



شكل (٨-٢) : اختلاف التعرض الشمسي (عند قمة الغلاف الجوي) كدالة لدائرة العرض والشهر لكوكب الأرض بالكامل.

تشتت الاشعاع الشمسي

يحدث تشتت الاشعاع الشمسى حينما يسقط أحد الفوتونات photon على أى جسم عائق فى الغلاف الجوي، وحيث لايحدث له امتصاص. والأثر الوحيد لعملية التشتت هذه هو تغير مسار الحركة لهذا الفوتون ،ويمكن لتغير الاتجاه هذا أن يحدث فى أى اتجاه وفى كل الاتجاهات. فالاشعاع المتشتت إلى أعلى - ما لم يحدث له إعادة تشتت إلى أسفل - ويدخل بالتالى فى عملية تشتت مركبة (تشتت متكرر) فإنه يفقد فى الفضاء، ولايكون له أى دور لاحق فى عمليات الطاقة وتفاعلاتها. ومن ناحية أخرى فإن الاشعاع المشتت لأسفل يظل بداخل نظام طاقة الغلاف الجوى، ويكون عرضة لمزيد من تفاعلات الطاقة.

ويمكن اثبات أن كمية التشتت تتناسب عكسياً مع القوة الرابعة لطول الموجة (طول الموجة مرفوعاً للأس ٤). وعلى هذا فإنه بالنسبة للأشعة المرئية يكون تشتت الضوء الأزرق (طول موجة حوالى ٠,٤ ميكرومتر) أكبر بحوالى ١٠ مرات من تشتت الضوء الأحمر (طول موجة حوالى ٠,٧ ميكرومتر). وهذا النوع من التشتت هو نوع مميز للغلاف الجوى المحتوى بشكل

رئيسى على الغازات الجوية العادية فقط، بدون شوائب أو ملوثات. والنتيجة الأكثر أهمية والتى نلاحظها بشكل مستمر هو لون السماء الأزرق أثناء النهار الذى يرجع إلى تشتت الأشعة الزرقاء بمعدلات عالية، يضاف إلى ذلك أن الموجات الزرقاء هى أغزر الطاقات فى حزمة الاشعاع الشمسى. فبمجرد دخولها جو الأرض تغمره بالزرقة المشتتة فى كل مكان فيبدو كقبة زرقاء، وبطبيعة الحال فإنه ينتج عن ظاهرة التشتت فقد جانب صغير من الاشعاع الشمسى إلى الفضاء. ويمكن رؤية تأثير التشتت شديد الكفاءة للون الأزرق مساء أى يوم فى وقت الغروب، فعند هذا الوقت يؤدى الطول الشديد لمسار الأشعة خلال الغلاف الجوى إلى أن معظم أطوال الموجات المرئية الأقصر قيمة تتشتت مرات عديدة متفرقة بهذا عن مسار الشعاع المباشر، تاركة فقط اللون الأحمر دون تأثر – وهذا ما يؤدى إلى لون الشمس عند وقت الغروب والذى يكون أكثر احمراراً منه فى باقى أوقات النهار. ويرجع لون السماء المشوب بالحمرة (أو الشفق) فى ذلك الوقت كذلك إلى تشتت طفيف لأطوال الموجات ذات اللون الأحمر إلى خارج مسار الأشعة المباشرة.

وحينما توجد السحب وجزيئات الملوثات أو قطرات الماء فى الغلاف الجوى، يحدث مايعرف بتشتت ماى Mie scattering ، ويحدث هذا التأثير عندما يكون حجم الجزيئات والحبيبات المسببة للتشتت مماثلاً لطول موجة الاشعاع الساقط عليها. وفى هذه الحالة يحدث التشتت بأكمله تقريباً إلى الأمام. ويتوقف مقدار واتجاه التشتت على كل من حجم الجزئ وطول موجة الأشعة، إلا أنه يكون هناك دائماً ميل لحدوث تشتت الضوء بكل أطوال موجاته – وهو الأثر الذى نراه واضحاً عندما يكون الجو «معكراً» أى محملاً بالمواد العالقة والملوثات، حين نرى السماء وقد أخذت لوناً أزرق رمادياً فاتحاً. وحيث يحدث تشتت أطوال الموجات جميعاً دون تمييز لأحدها – ونظراً لأن معظم قطرات بخار الماء فى السحب تمتص الاشعاع كما أنها تقوم بتشتيته، فإن هذا الأثر – أثر الملوثات والمواد العالقة – يكون أقل وضوحاً فى الظروف الجوية المليئة بالسحاب.

ورغم أن بعض الفوتونات تتشتت مرة واحدة عند مرورها خلال الغلاف الجوى، إلا أن التشتت المتعدد هو الأكثر شيوعاً، فالتشتت بداخل السحب هو دائماً من هذا النوع المتعدد ويمكن أن يشاهد هذا النوع من التأثير أيضاً من خلال الظاهرة الجوية المعروفة بالنصوع Whiteout والتى تحدث عند مناطق دوائر العرض العليا، فهنا يحدث التشتت المتعدد بين سطح الثلوج الناصعة وبين الأسطح السفلى من طبقات السحب المنخفضة أو طبقات الضباب الكثيفة مما يجعل تمييزها عن بعضها أو تحديد مكان الأفق أو معالم السطح بالعين المجردة أمراً بالغ الصعوبة.

وحينما تسقط الأشعة على سطح أكبر حجماً كسطح الأرض فإنه يحدث تحويل كامل لاتجاه الاشعاع الذى لايمتص، وقد جرى العرف على اعتبار هذه الحالة الخاصة من التشتت حالة انعكاس reflection. والانعكاس والتشتت - سواء حدثا مرة واحدة أو بشكل متعدد - يؤديان إلى حدوث تدفق اشعاعى إلى أعلى وكذلك إلى أسفل وتعرف نسبة نوعى التدفق الاشعاعى هذين بمعامل الانعكاس(*) أو الألبيدو albedo.

ويمكن تقدير الألبيدو عند أى مستوى من نظام الأرض - الجو من قياسات تدفقات الاشعاع فى هذين الاتجاهين، غير أن هناك مستويين هامين فى هذا الصدد، وهما سطح الأرض وأعلى الغلاف الجوى. فعند السطح العلوى للغلاف الجوى تمكننا قياسات الأقمار الاصطناعية من حساب قيمة الألبيدو لسطح كوكب الأرض كله أو لأجزاء كبيرة منه. وتعد هذه القيمة حيوية لفهم العمليات المناخية كبيرة النطاق. أما عند سطح الأرض فإن الألبيدو السطحى يحسب من قياسات مباشرة لنوع معين واحد من الأسطح، حيث أن تلك القيمة تتوقف بشدة على نوع وطبيعة السطح. وللاختلافات بين أنواع السطوح المختلفة آثار هامة على أشكال المناخ المحلية، ويؤخذ ألبيدو السحب فى الاعتبار بشكل مستقل نظراً لأهميته، ليس فقط فى حسابات الانتقال الاشعاعى، بل أيضاً لأثره الهام على أنماط المناخ المحلى.

امتصاص الاشعاع الشمسي

يعد معدل امتصاص الأشعة الشمسية قصيرة الموجة بواسطة غازات الغلاف الجوى معدلاً صغيراً نسبياً، وعادة ما يكون أقل أهمية بكثير من التشتت الاشعاعى. وكما يمكن أن يلاحظ أن الغلاف الجوى يكاد أن يكون شفافاً transparent تماماً قرب قمة المنحنى الشمسى لبلانك. وتمتص الأشعة فوق البنفسجية بشدة بواسطة طبقة الأوزون فى طبقات الاستراتوسفير السفلى وهذا يؤدى إلى حماية سطح الأرض من هذه الأشعة، كما أن هذا الامتصاص يعد المسئول عن عملية عكس درجة الحرارة (أو عكس التدرج الحرارى) فى منطقة التروبوبوز Tropopause.

وتوجد عدة مناطق ضيقة فى مجال الطيف تعرف بالحزم bands حيث يحدث بها الامتصاص بواسطة الأكسجين والأوزون وبخار الماء. وبشكل إجمالى فإن هذا الامتصاص الغازى (الامتصاص بواسطة جزيئات غازية) يزيل فقط حوالى ١٨٪ من إجمالى الطاقة الواصلة إلى قمة الغلاف الجوى من الأشعة الشمسية، بينما يتناول امتصاص السحب حوالى ٢٪ أخرى. وهذا أقل بكثير من كمية الطاقة الممتصة عند السطح، والتى تبلغ حوالى ٥٠٪. وحيث أن

(*) الألبيدو albedo : قياس لقدرة الأرض على رد الاشعاع للشمس، ويساوى النسبة بين الاشعاع الشمسى المنعكس إلى الاشعاع الشمسى الوارد الكلى حيث كل من التدفقين يقاس عبر المدى الكامل لأطوال موجات الأشعة الشمسية (~٠,٣ - ٤,٠ ميكرومتر). أما بالنسبة لطول موجة معين أو لحزمة ضيقة من الموجات فتسمى هذه النسبة بالانعكاس الطيفى. وفى سياق هذا الكتاب سنطلق لفظ معامل الانعكاس للإشارة إلى الألبيدو.

الامتصاص يؤدى مباشرة إلى ارتفاع درجة الحرارة فإن هذه الحقيقة لها أثر عظيم فيما يتعلق بموازين وعمليات الطاقة فى الغلاف الجوى.

ورغم أن التشتت والامتصاص هما عمليتان مختلفتان، ولهما نتائج مختلفة كذلك، إلا أنهما تحدثان تقريباً بشكل متلازم، ولذا فمن الملائم جداً التعامل مع استنفاد الاشعاع الشمسى بواسطة الغلاف الجوى كموضوع واحد. ولعل أفضل طرق التعبير عن هذا هو تعبير السمك البصرى (*) Optical Thicknes أو العمق البصرى Opptical Depth للجو. وهذا السمك أو العمق البصرى يتم تحديده لطبقة ما من الغلاف الجوى كنسبة بين الاشعاع الخارجى من أسفل هذه الأطبقة إلى كمية الاشعاع الساقط على سطحها العلوى.

ويعد الجو بأكمله رقيقاً بصرياً أى أن الجو يميل إلى أن يكون سميكاً بصرياً باقتراب نهاية النهار، ويرتبط أكبر مكون منفرد لهذا السمك البصرى، سواء كقيمة متوسطة أو لليوم معين بالسحب، فالسحب العالية الرقيقة هى بشكل عام رقيقة بصرياً، حيث يمكن بسهولة رؤية الشمس أو القمر من خلال تلك السحب، إلا أن كل أنواع السحب الأخرى تعد بشكل عام سميكة بصرياً وتعد مسئولة عن الكمية الكبيرة من استنزاف أو استنفاد الأشعة الشمسية الساقطة.

الاشعاع الشمسي علي سطح الأرض

يعد التفاعل الأخير فى عملية مرور الأشعة الشمسية عبر الغلاف الجوى هو تفاعلها مع سطح الأرض نفسها. فالأشعة عندما تسقط على جسم معتم فإنها إما أن تمتص أو تنعكس، ونسبة الاشعاع المنعكس من الأشعة الكلية الساقطة، أو الألبيدو السطحى، لاتعتمد بشكل كبير على طول الموجة، بل يمكن التعامل معها كقيمة واحدة لسطح معين. ومعظم أسطح الأرض الطبيعية لها قيمة ألبيدو – معامل الانعكاس – يتراوح بين ٠,١٠ – ٠,٣٥، بينما الأسطح الصناعية تكون لها قيم معامل انعكاس أعلى قليلاً. أما الثلوج – وهذه لها ألبيدو مرتفع – فتمثل حالة خاصة مميزة، والماء كذلك يمثل حالة استثنائية من حيث كل من قيمة الألبيدو المنخفضة بشكل عام وكذلك اختلاف هذه القيمة بشدة مع زاوية الميل الرأسية للشمس .

ويعد الألبيدو المرتفع مؤشراً إلى أن جزءاً كبيراً من الأشعة الساقطة ينعكس لايمتص. فعلى سبيل المثال – يشير معامل انعكاس الثلوج المرتفع إلى أنها تعكس جزءاً كبيراً من الطاقة الواردة إليها بدلاً من أن تمتصها لترتفع حرارتها، لهذا فإن سطحاً ثلجياً أو جليدياً نظيفاً يمكن أن يتحمل يوماً مشمساً دون تأثر، بينما الثلوج المختلطة بالشوائب تحتوى بداخلها على مواد ذات معامل انعكاس أقل، وهذه بالتالى تمتص قدراً أكبر من الطاقة وتنصهر بسرعة أكبر. وبالمثل فان اختلاف معامل الانعكاس بين سطح ذى غطاء نباتى وسطح آخر صناعى بالقرب منه من هو

(*) السمك البصرى : مقياس لاستنفاد الاشعاع الشمسى بواسطة الجو نتيجة لعمليتى الامتصاص والانعكاس. بحيث يزداد استنفاد الاشعاع بزيادة السمك البصرى.

أحد أسباب اختلاف درجات الحرارة بينهما. ومن التطبيقات العملية الشائعة فى هذا الخصوص فى دول المناطق الباردة استخدام فكرة خلط الثلوج أو الجليد الساقط على الطرق بالرمال الداكنة حيث تقوم سيارات خاصة بالمرور فوق الطرق الرئيسية بعد العواصف الثلجية الشديدة وتنشر كميات من الرمال فوقها (تضاف أحياناً مواد مساعدة أخرى للرمال) حيث يعمل هذا على خفض مقدار الطاقة الشمسية المنعكسة وامتصاص قدر أكبر من الطاقة للإسراع فى إذابة الثلوج أو الجليد المتراكم.

ورغم أن هناك عوامل أخرى بخلاف معامل الانعكاس يجب أن توضع فى الحسبان عند تحليل اختلافات درجات الحرارة، فإن الألبيدو يعد عنصراً أساسياً فيما يتعلق بأنظمة المناخ المحلية. وبصورة عامة فإن معامل انعكاس سطح الأرض تبلغ قيمته حوالى ٠,١٥ ، ويرجع ذلك بشكل رئيسى إلى أن المياه تمثل نوع السطح الأكثر سيادة بالنسبة لسطح الأرض بشكل عام. وبناء على هذا فإن أغلب الأشعة التى تسقط على سطح الأرض يتم امتصاصها. وبالفعل فإن حوالى ٥٠ ٪ تقريباً من الطاقة الشمسية التى تصل إلى كوكب الأرض يتم امتصاصها عند السطح مقارنة بحوالى ٢٠ ٪ يمتصها الغلاف الجوى. ومعامل الانعكاس لكوكب الأرض يبلغ ٠,٣ أى أن ٣٠ ٪ من الأشعة الساقطة تتعرض للانعكاس ويدل ارتفاع معدل الامتصاص والتسخين عند سطح الأرض على أن المصدر الرئيسى لتدفئة الجزء الأسفل من الغلاف الجوى هو سطح الأرض ذاته.

ويبد أنه نادراً مايلزم تقسيم الأشعة قصيرة الموجة عند سطح الأرض إلى مناطق طيفية محددة عند التعامل مع تفاعلات وتوازنات الطاقة الخاصة بنظام المناخ إلا أنه فى بعض التطبيقات المعينة يكون هذا التقسيم ضرورياً. ولعل أحد الأمثلة المتصلة بهذا يتعلق بتفاوتات استجابة النباتات لأطوال موجات الاشعاع الساقط عليها. وبالتالى فإن اختلاف التركيب الطيفى للاشعاع الشمسى يؤثر على نمو النبات. فتغير الجو من حالة جو صحو خال من السحب تماماً إلى حالة غيام تام على سبيل المثال تخفض بشكل أساسى مقدار الاشعاع الوارد فى المدى من طول الموجات حيث يحدث انتقال. وهناك تغيرات فى التركيب الطيفى للاشعاع مشابهة لذلك ولكنها أكثر استمراراً وأكثر ضرراً وهذه تحدث نتيجة تلوث الهواء الجوى أو – على المستوى الزمنى الأطول كثيراً – نتيجة لتغيرّ طبيعة الاشعاع الشمسى ذاته.

اجهزة قياس الاشعاع الشمسي

تعد معرفة كمية الاشعاع قصير الموجة الواقع على سطح الأرض أمراً حيوياً من وجهة نظ توازنات وعمليات الطاقة الخاصة بنظام المناخ، وكذلك من حيث التطبيقات العملية لاسيما

الزراعة. ويمكن تقسيم الأجهزة السطحية (التى تستخدم للقياس من أماكن على سطح الأرض) إلى ثلاثة أنواع:

١ - أجهزة البيرانومتر Pyranometers (شكل ٩-٣ (أ))، وهذه تقيس الاشعاع الشمسى الساقط بكل أطوال موجاته من أحد نصفى كوكب الأرض بالكامل، وهذه الأجهزة تثبت عادة وسطحها المستقبل أفقى الوضع، مسجلة بذلك كل الاشعاع القادم من الشمس والسماء. ويستخدم جهازاً بيرانومتر، أحدهما موجهاً إلى أعلى والآخر موجهاً إلى أسفل لقياس معامل الانعكاس - الألبيدو - لسطح الأرض. ويمكن باستخدام المرشحات المناسبة قياس كمية الاشعاع لمناطق (أو حزم) من المدى الطيفى بعينها.

٢ - أجهزة البيرهليومتر Pyrheliometers : وهذا النوع من الأجهزة يقيس الاشعاع الشمسى المباشر الساقط على سطح مجمع متعامد على اتجاه أشعة الشمس، وهذا النوع أيضاً يمكنه قياس المدى الطيفى كله للاشعاع، أو مناطق طيفية (حزم bands) معينة منه.

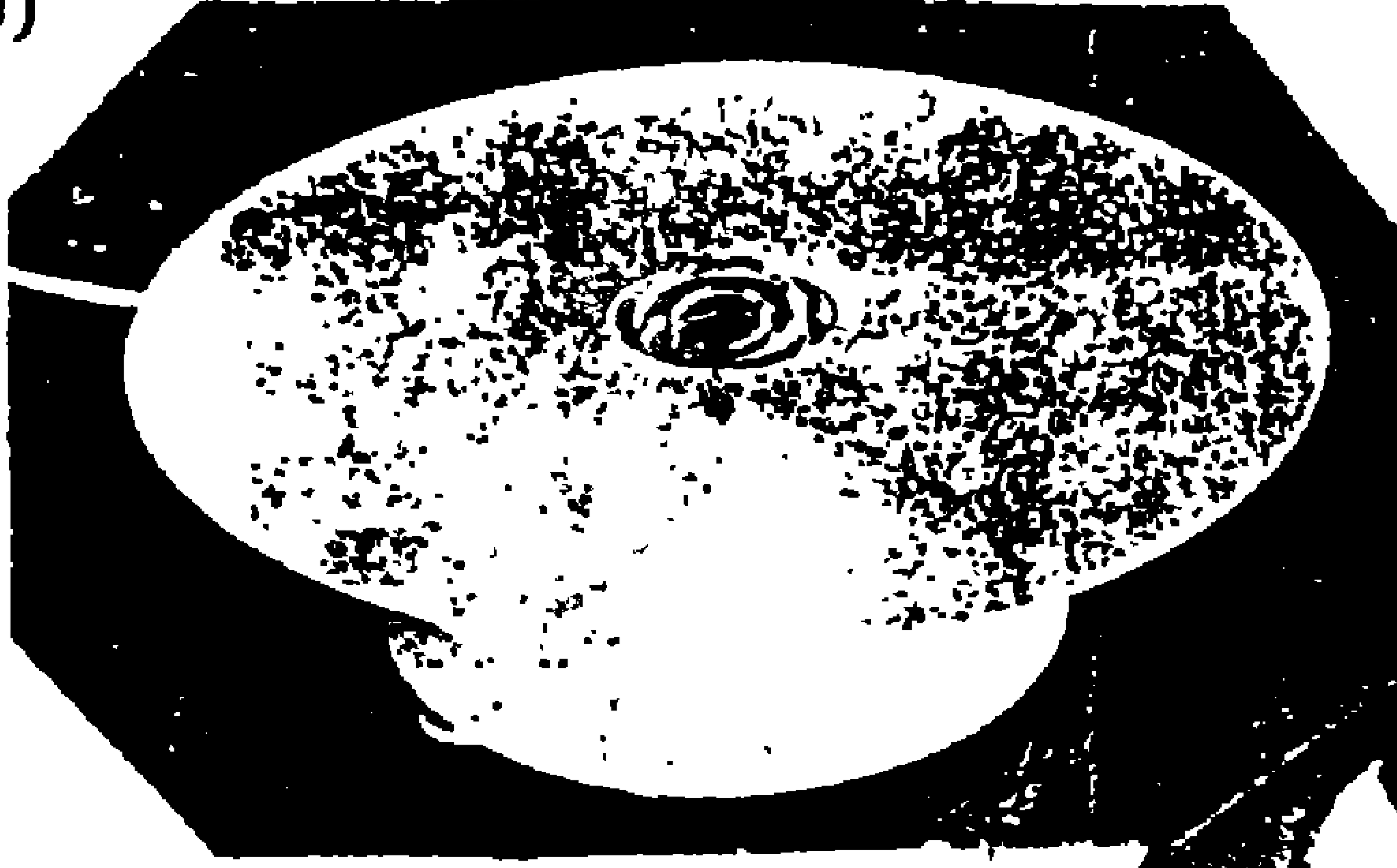
٣ - أجهزة قياس الانتشار Diffusographs : وهى التى تقوم بقياس الاشعاع الوارد من السماء فقط، وهذه تتكون من بيرانومتر من النوع المعتاد محاط بحلقة تظليل shad ring تعمل على حجب أشعة الشمس (شكل ٩ - ٣ (ب)).

وأجهزة البيرهليومتر تعد عادة أجهزة قياس دقيقة يجب توخى الدقة والعناية عند استخدامها، ويجب أن تتم صيانتها بشكل شبه دائم. ولهذا فإن هذا النوع من الأجهزة يوجد عادة فى مراكز الأبحاث المناخية المتخصصة فقط. أما أجهزة البيرانومتر فهى مصممة لتكون أجهزة خدمة شاقة (أجهزة استخدام حقلى) وهى تعمل على أساس مبدأ فارق الامتصاص Differential Absorption. ويغطى جزء من سطح جهاز القياس بطلاء من مادة عالية الانعكاسية، ويغطى باقى الجهاز بمادة ذات معامل انعكاس منخفض. ويقاس فرق درجة الحرارة بين السطحين عادة بواسطة جهاز كهربى، وتتحدد العلاقة بين فرق الحرارة المقاس وكمية الاشعاع عن طريق معايرة الجهاز على جهاز قياس مطلق (أى جهاز يقيس الاشعاع بشكل مباشر) مثل البيرهليومتر Pyrheliometer.

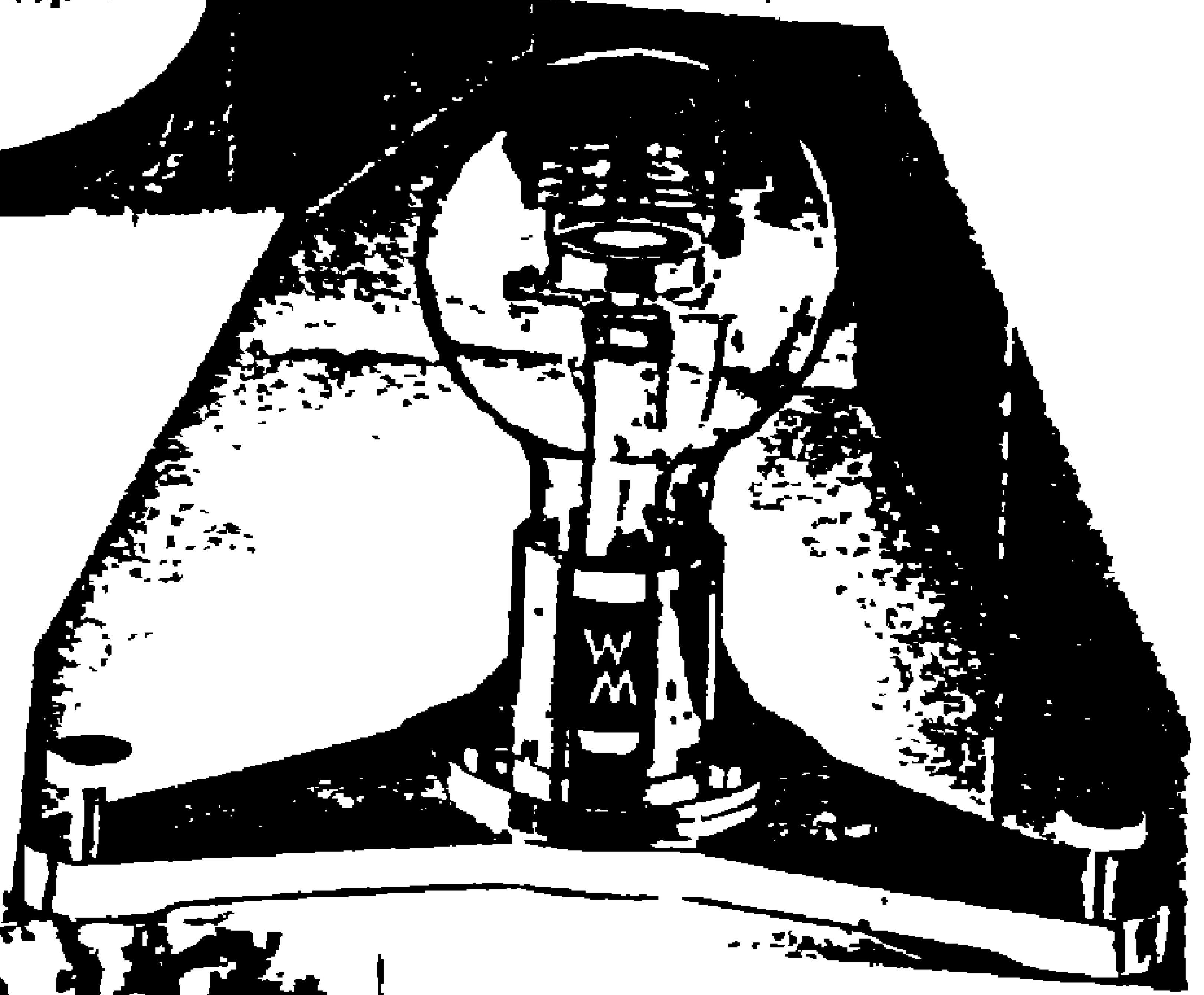
وأحد الأجهزة الأقل تعقيداً والتى تقوم بتسجيل عدد ساعات سطوع الشمس هو جهاز كامبل ستوكس Campbell-Stockes sunshine recorder (شكل ٩ - ٣ (ج)). حيث يعد أسلوب الحرق الذى يحدثه الاشعاع على المقياس الورقى المدرج مفيداً جداً، وإن كان أقل دقة فى قياس مدة وطبيعة السطوع الشمسى.

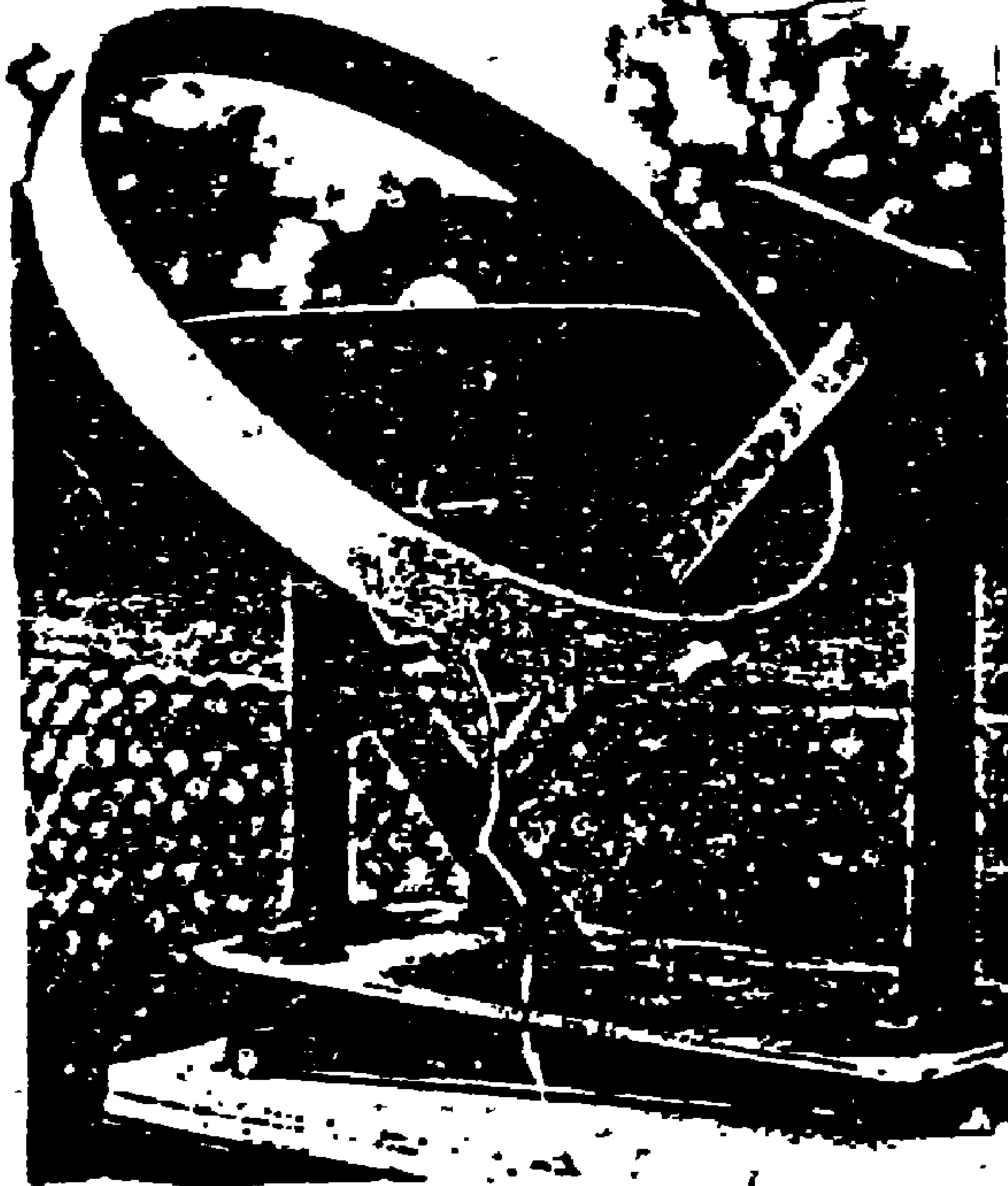
وتصمم الخرائط للأشعة الساقطة على سطح الأرض ومناطقها المختلفة من القياسات، وكذلك من البيانات التجريبية. ورغم أن البيانات والقياسات تد فى مناطق قليلة ومتباعدة،

(أ)



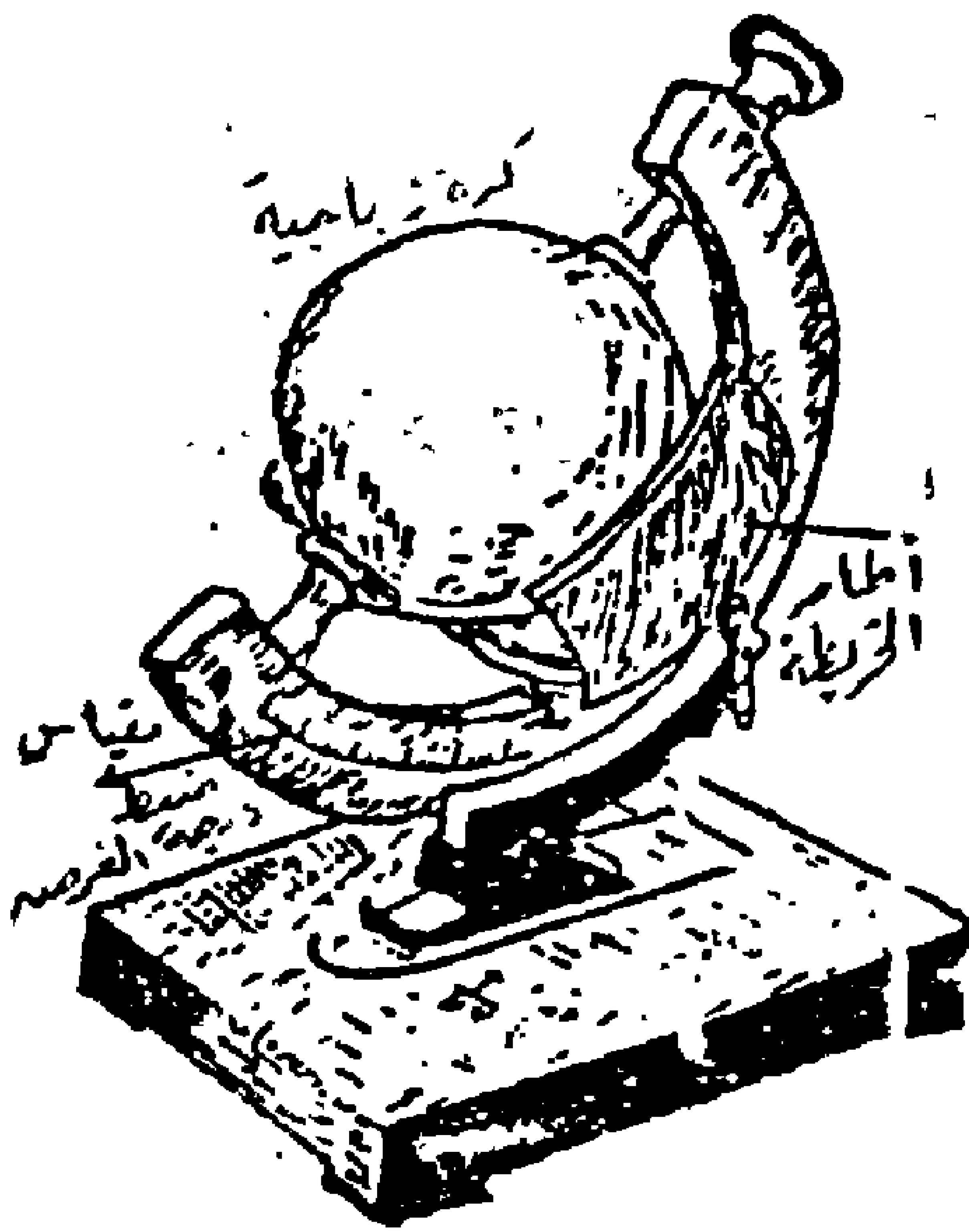
(ب)





شكل (٩ - ٢) (أ) بيرانومتر pyranometer (Kipp and Zonen solarimeter)، (ب) طريقة وضع حلقة مظللة على الجهاز بحيث يقيس الاشعاع الشمسي المنتشر فقط. (ج) جهاز كامبل - استوكس Campbell-Stockes لتسجيل سطوع الشمس.

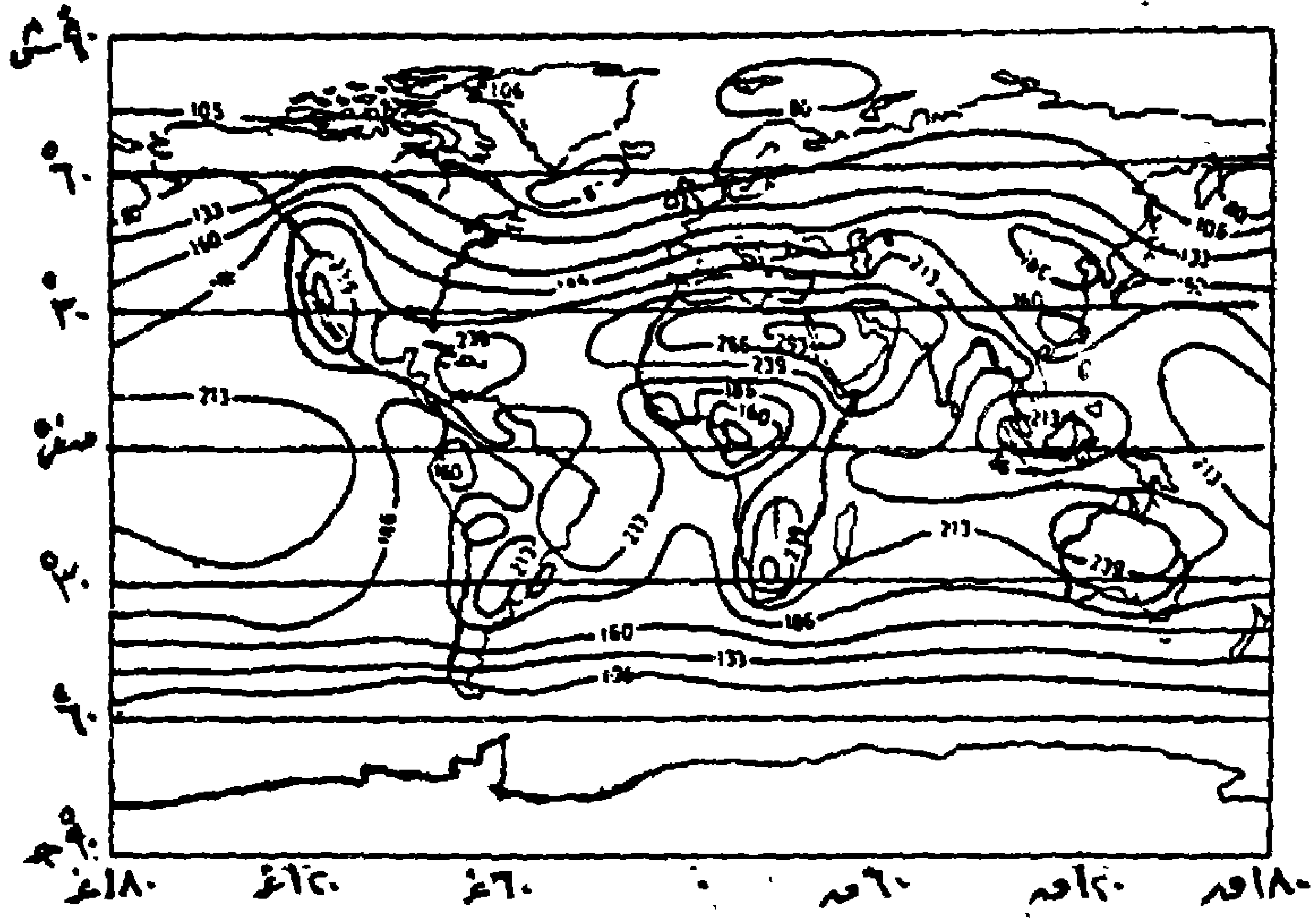




تابع (شكل رقم ٩-٣) جـ - جهاز كامبل - ستوكس

لاسيما فى المناطق التى تغطيها المحيطات، ورغم أن هناك قدراً كبيراً من الموضوعية للتغلب على ندرة البيانات واعطاء صورة واقعية فى عملية رسم هذه الخرائط، إلا أن الاشعاع يميل إلى أن يكون مستقراً حيث لايتفاوت بشدة أو بسرعة فى الاتجاه الأفقى، ومن هنا تنشأ أنماط مناطق مشتركة الملامح على مستوى أقاليم جغرافية واسعة كما يتضح من شكل (١٠-٣). وواضح أن المناطق التى تستقبل أقصى اشعاع هى المناطق الصحراوية من سطح الأرض بينما تقع مناطق استقبال أدنى اشعاع فى المنطقتين القطبيتين.

وبالرغم من أن الأنواع المختلفة من السطوح على الأرض لها معاملات انبعاثية مختلفة، إلا أن كل هذه المعاملات تساوى أو تتجاوز ٠,٩٠ وتقل الأسطح الاصطناعية عن هذه القيمة قليلاً بينما تزيد الأسطح الزراعية عنها بقليل. أما الماء فهو أعلى منها كثيراً. وعند عمل حسابات تفصيلية لتوازن الطاقة لنوع معين من الأسطح أو حينما تتم المقارنة بين أسطح معينة، فإن هذه الاختلافات يجب أن تدخل فى الحسبان. وعلى هذا فإنه - فى كثير من الأحوال - يكون من الممكن افتراض انبعاثية واحدة لجميع أنواع الأسطح الأرضية، وأخرى للمياه، وفى الواقع فإنه فى أحوال كثيرة يكون ممكناً افتراض أن سطح الأرض يعمل كجسم أسود بالنسبة للأشعة طويلة الموجة. ومثل هذه الافتراضات البسيطة ليست ممكنة بالنسبة للغلاف الجوى، فقيم الامتصاصية والاشعاعية له تختلف بشدة مع طول الموجة، كما أن هذه القيم تتوقف كذلك على كمية ودرجة حرارة وضغط الغاز المصدر للاشعاع.



شكل (١٠-٢) المتوسط السنوي لاشعاع الشمسي المستقبل على سطح كوكب الأرض (أي الاشعاع المباشر والمنتشر).

ويقوم كل غاز فى الغلاف الجوى بامتصاص الطاقة المشعة فى شكل سلسلة من المناطق (تعرف كذلك بالفترات) الطيفية الضيقة ذات أطوال الموجات المختلفة والتى تعرف باسم خطوط الامتصاص الطيفى، والشائع أن تضم هذه الخطوط معاً مكونة حزم امتصاص. ويتوقف موقع الحزم من المدى الطيفى للاشعاع وكذلك قوة الامتصاص على التركيب الجزيئى للغاز. فكلما زادت كمية الغاز وارتفعت درجة حرارته وكذلك كلما ارتفع الضغط الجوى الكلى، زاد اتساع هذه الحزم وازدادت كمية الامتصاص.

والغازات الرئيسية التى تقوم بالامتصاص فى الغلاف الجوى هى بخار الماء وثانى أكسيد الكربون – وإلى حد أقل كثيراً – غاز الأوزون، وتقع معظم حزم الامتصاص الكبيرة فى منطقة الأشعة تحت الحمراء من مدى الطيف الإشعاعى (أى طول الموجة ≥ ٣ ميكرومتر) وفى هذا الجزء يتم بعض الامتصاص من معظم أجزاء المنطقة وحيث تنبعث مقادير كبيرة من الطاقة (شكل ٣-٣)، ويكون الاستثناء الرئيسى هو المنطقة الواقعة بين ٨-١٤ ميكرومتر، وهى المنطقة التى تعرف باسم «النافذة الجوية Atospheric Window». ونتيجة لهذه الخواص الامتصاصية فإن معظم الاشعاع طويل الموجة المنبعث من سطح الأرض يتم امتصاصه بواسطة الجو ماعدا جزءاً صغيراً يمر عبر النافذة الجوية هذه عائداً إلى الفضاء. وينضم هذا الجزء الممتص من

الطاقة مع تلك الطاقة الممتصة فى شكل موجات قصيرة لكى يسببان تدفئة الغلاف الجوى. وتدفع هذه التدفئة الجو إلى بث اشعاع هو الآخر ويحدث هذا الاشعاع فى كل الاتجاهات، ولكن – مرة أخرى – يمكن تبسيط ذلك بافتراض أن جزءاً من الأشعة يبث إلى أعلى لكى يرتد إلى الفضاء مرة أخرى، فى آخر الأمر، بينما ينطلق جزء آخر إلى أسفل حيث يستقبله سطح الأرض كإشعاع ساقط (وارد) طويل الموجة. أما التعبير المكمل : الاشعاع الصاعد (الصادر) طويل الموجة فيمكن أن يشير إما إلى الطاقة (الاشعاعية) الصادرة من سطح الأرض أو تلك التى تنبعث من الغلاف الجوى إلى الفضاء.

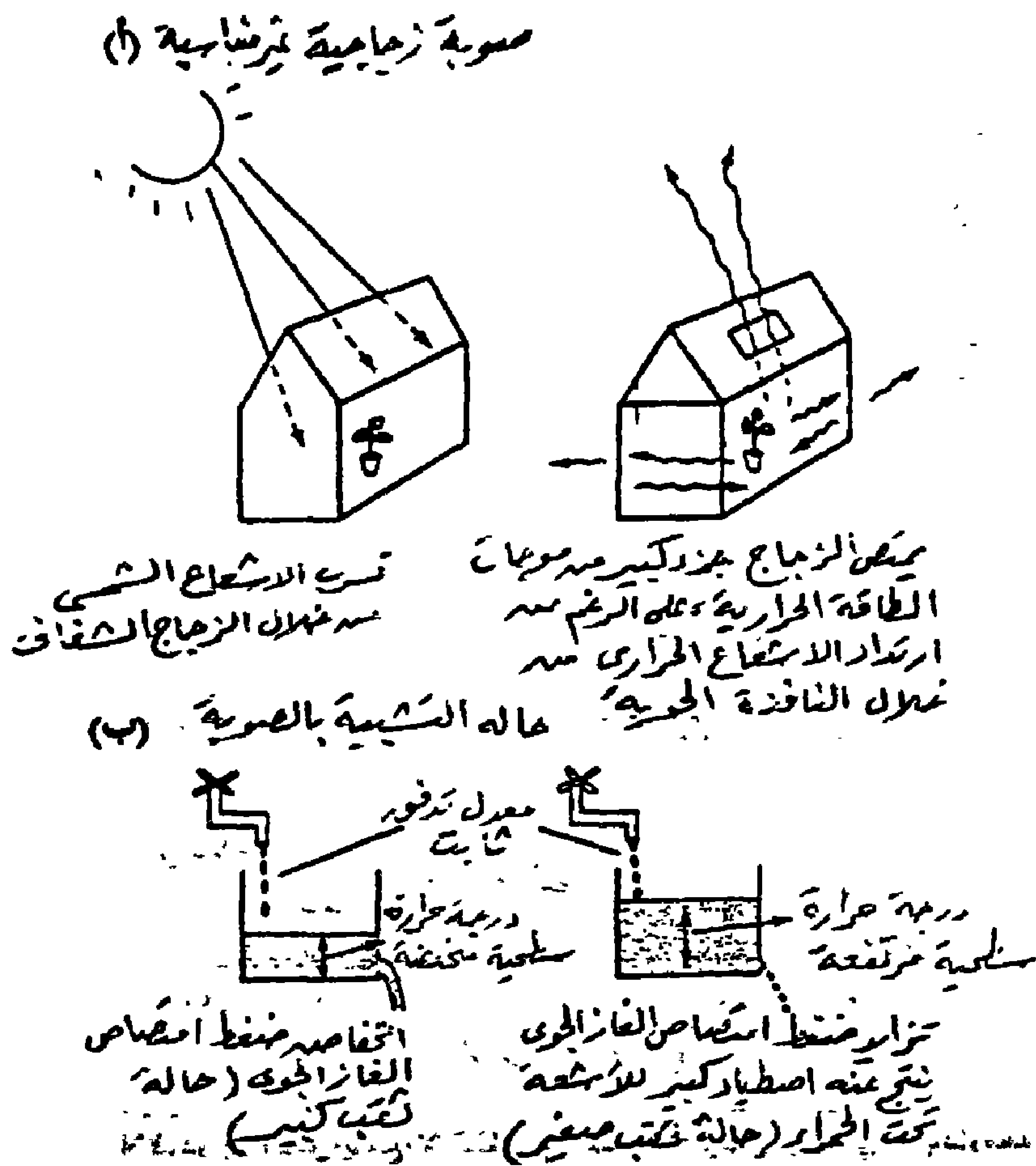
وفى جو غائم كثير السحب، تحدث نفس التبادلات الأساسية للاشعاع، حيث أن وجود السحب يغير من اعتماد الانبعاثية على طول الموجة، ولعل الأثر الأكثر أهمية يتركز فى أن السحب تقوم بـ «إغلاق» النافذة الجوية نظراً لامتصاصية السحب الأكبر كثيراً فى منطقة الأشعة تحت الحمراء. ويلاحظ هذا التأثير بسهولة عند مقارنة درجات الحرارة فى أحد الأيام الغائمة كثيفة السحب مع درجات الحرارة فى أحد الأيام الصافية. ففى وجود السحب يحدث إغلاق النافذة الجوية دون فقد الاشعاع طويل الموجة بكميات كبيرة، وهو ما يحدث فى الحالة الثانية حينما تكون السماء صافية، ونتيجة لهذا يكون انخفاض درجات الحرارة فى الليل أقل فى الليالى كثيفة الغيوم منه فى الليالى الصافية.

الاحتباس الحراري (تأثير الصوبة Greenhouse Effect)

حيث أن الغلاف الجوى يكاد يكون شفافاً تقريباً بالنسبة لأطوال موجات الاشعاع ... بينما يقوم بامتصاص الاشعاع الأرضى (الاشعاع المنبعث من سطح الأرض) بشدة، فقد دفع هذا الأمر إلى إيجاد تشبيه – منذ زمن طويل – بين عمليات الغلاف الجوى ومايحدث فى الصوبات، وأصبح تعبير تأثير الصوبة Greenhouse Effect الشائع يستخدم للدلالة على العمليات الجوية التى عن طريقها تمر الطاقة الشمسية إلى سطح الأرض دون عائق يذكر، وهو ما يؤثر على هذا السطح برفع درجة حرارته، الأمر الذى يدفعه إلى أن يبث – بدوره – اشعاعات طويلة الموجات تمتص بدورها هى الأخرى بواسطة الغلاف الجوى الذى يعيد اشعاعها إلى السطح مرة أخرى. وتكون النتيجة النهائية أن سطح الأرض يبقى على درجة حرارة أعلى مما كان ليحدث لو أن الغلاف الجوى كان منفذاً (شفافاً) للأشعة طويلة الموجات كما هو بالنسبة للطاقة الاشعاعية قصيرة الموجة. ونحن نعلم الآن أن الصوبات تحتفظ بحرارتها الداخلية مرتفعة نتيجة لأن الجو الساكن بداخل الصوبة يقلل من عمليات الانتقال الدوامى للطاقة، بعيداً عن السطح وليس نتيجة لأية اعتبارات متعلقة بالاشعاع.

وهكذا ورغم أن مفهوم تأثير الصوبة لايزال سارياً (شكل ١١–٣ (أ)) وهاماً بالنسبة للجو، إلا أنه قد يكون من الأفضل النظر فى العمليات الفيزيائية المتعلقة به على أساس فكرة «الإناء

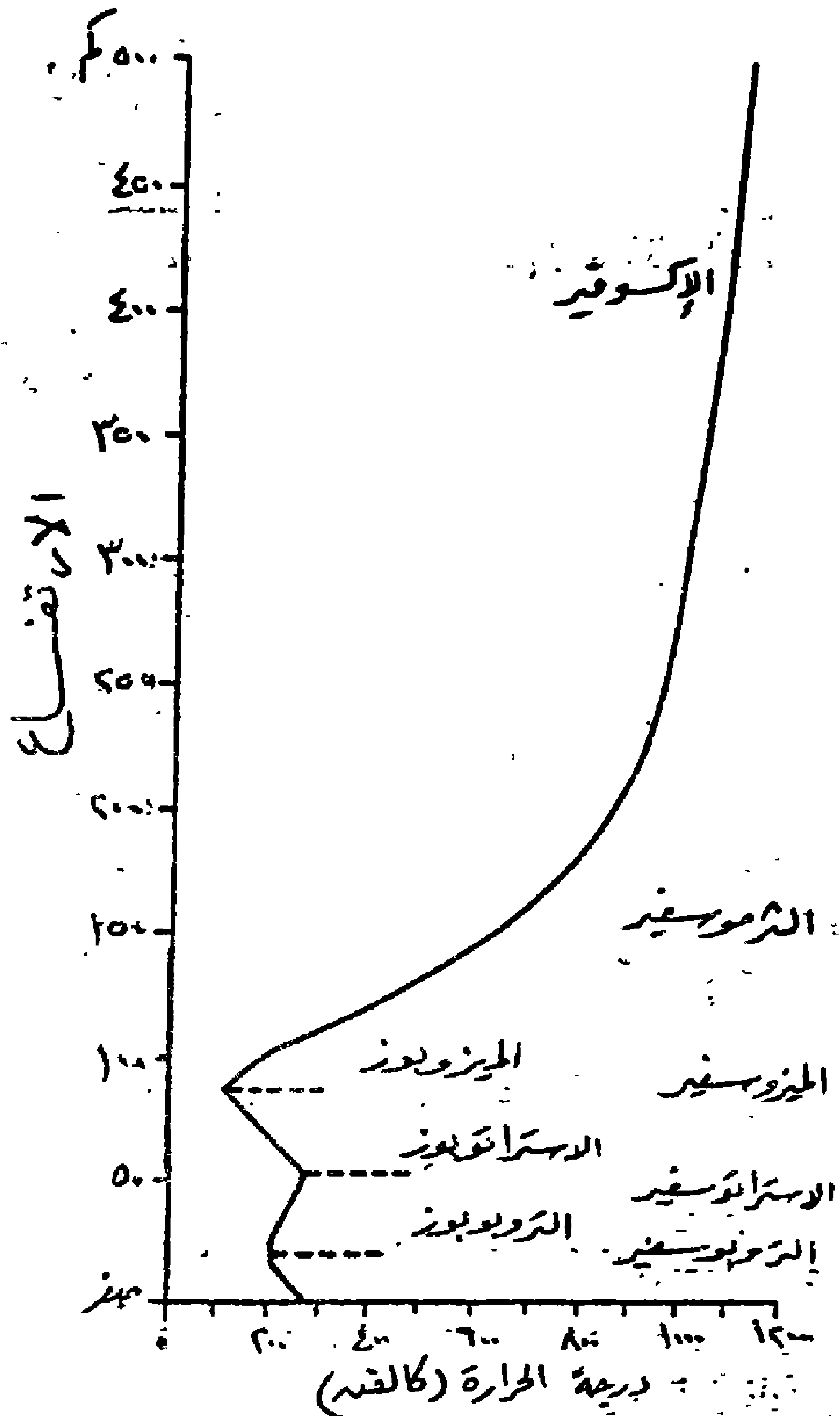
المثقوب، التى يصورها شكل ١١-٣ (ب) وفيه تمثل أية زيادة فى كمية الغاز ذى الحزم الامتصاصية فى منطقة الأشعة تحت الحمراء من المجال الطيفى للاشعاع بانكماش فى حجم الثقب فى الإناء، وبالتالى ترتفع درجة حرارة سطح الأرض - والتى يمثلها هنا ارتفاع سطح الماء بالإناء، مع استمرار دخول المزيد من الغازات الممتصة للأشعة إلى الجو، ولعل سبب الاهتمام الشديد بزيادة كميات ثانى أكسيد الكربون بالجو، على مستوى العالم كله، هو انها قد تزيد من «تأثير الصوبة» هذا مما قد يؤدى إلى مزيد من ارتفاع درجات حرارة سطح الأرض.



شكل (١١-٣) (أ) إحدى الصوبات و (ب) فكرة الإناء المثقوب والتي يمكن استخدامها لتمثيل تأثير «الغطاء» الجوي على درجة حرارة السطح.

البناء الحراري للغلاف الجوي

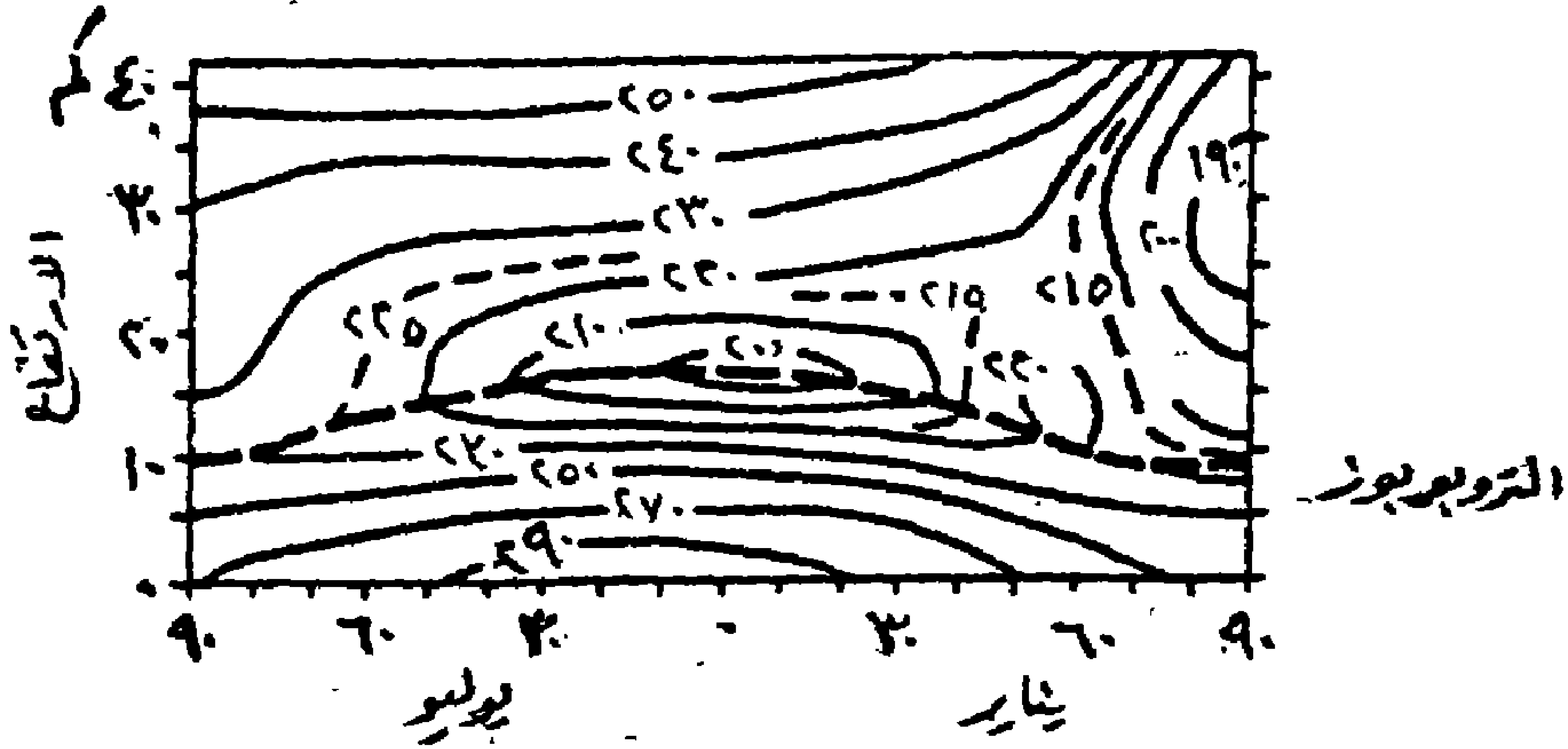
تتمثل إحدى النتائج الهامة لتبادلات الاشعاع فى وجود تركيب حرارى مميز فى الجو. ويوضح القطاع الحرارى المتوسط للجو (شكل ١٢-٣) أن هناك ثلاث مناطق رئيسية «دافئة»

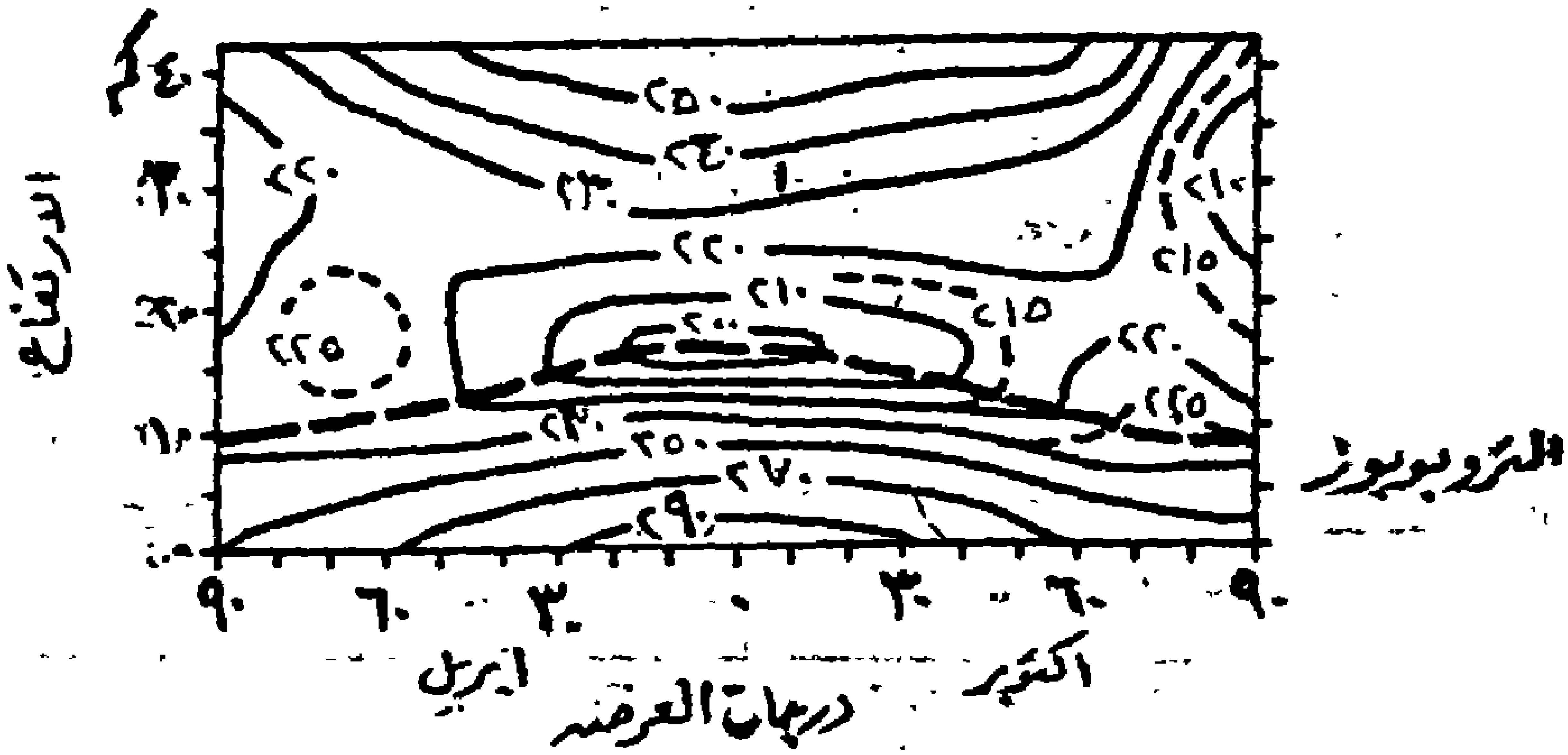


شكل (١٢-٢) اختلاف درجة الحرارة مع الارتفاع في الغلاف الجوي (تسمي أحياناً معدل التغير lapse rate). لاحظ المناطق الثلاث التي تزداد فيها درجة الحرارة حيث يحدث الامتصاص: (أ) السطح (الأشعة الشمسية المرئية والأشعة القريبة من تحت الحمرء)، (ب) المنطقة السفلي من الاستراتوسفير (امتصاص الأشعة فوق البنفسجية بواسطة الأوزن)، (ج) الثرموسفير (امتصاص الطاقة العالية الذي يسبب عملية التأين).

وهى المناطق التى يمتص فيها الاشعاع بشكل مباشر : سطح الأرض، وطبقتى الاستراتوسفير والثيرموسفير وتؤدى مناطق الامتصاص تلك إلى نشأة سلسلة من الطبقات المميزة، والتى ينتج

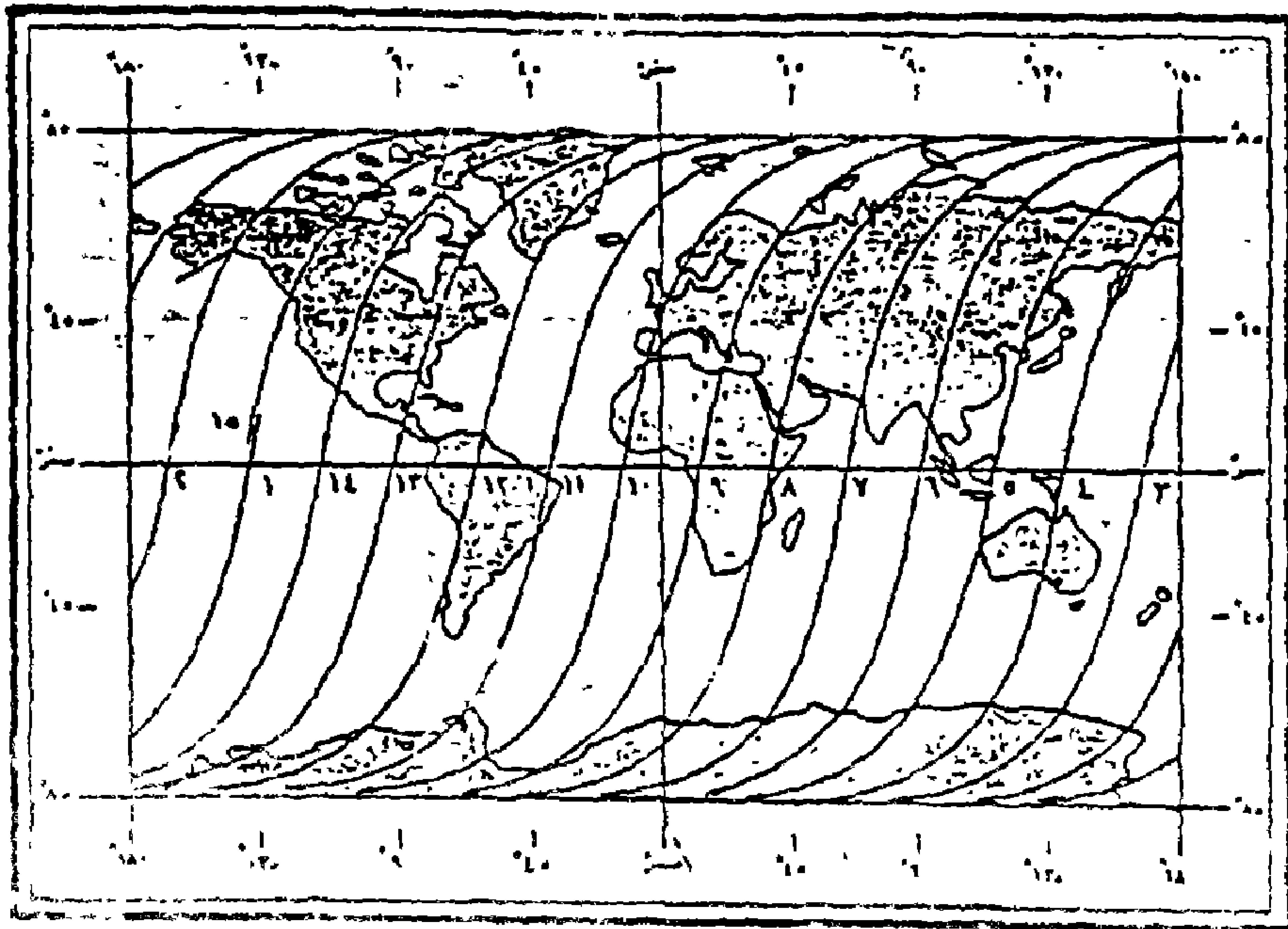
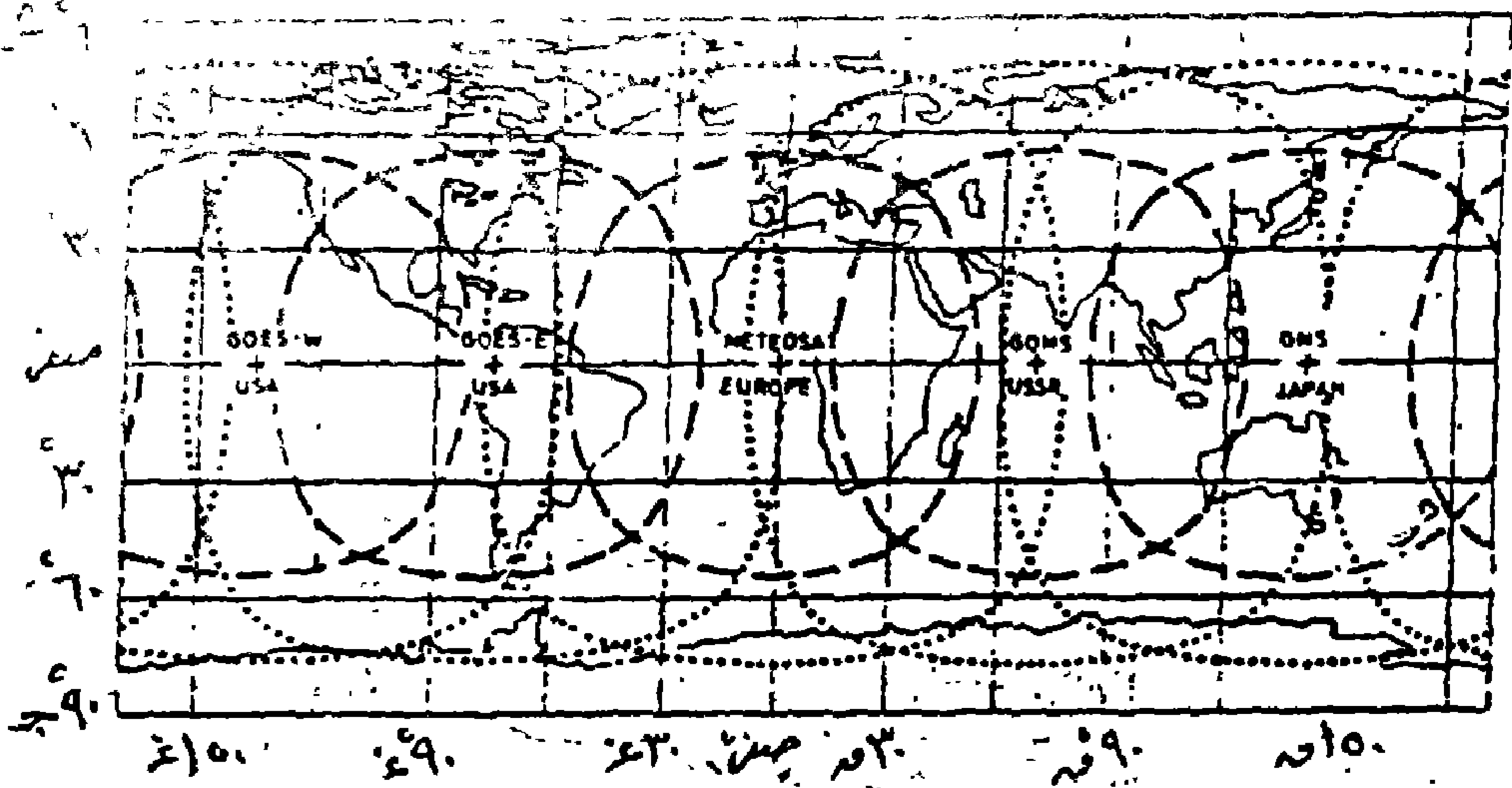
عنها وجود تدرجات حرارية واضحة فى الجو، وتنفصل هذه الطبقات عن بعضها - كما ذكرنا - بواسطة مستويات فصل ينعكس فيها اتجاه التدرجات الحرارية. ولقد عرفنا أن أسباب «تسخين» سطح الأرض ترجع أساساً إلى الامتصاص السطحى للاشعاع، أما التسخين فى المنطقة السفلى من طبقة الاستراتوسفير فإنه يرجع إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية عالية الطاقة بواسطة غاز الأوزون. أما فى طبقة الثيرموسفير فإن التسخين يحدث نتيجة للتفاعل بين الاشعاع ومكونات الجو الموجودة فى تلك الطبقة، فى عملية تعرف باسم التأثين الفوتونى photo-ionisation.





شكل (١٢ - ٢) البناء الحراري الموسمي والمرتبط بدوائر العرض للنصف الشمالي لكوكب الأرض.

وتحدث معظم النشاطات والتفاعلات التى ترتبط بالمناخ فى طبقة التروبوسفير بين سطح الأرض وأعلى هذه الطبقة. ويوجد حوالى ٨٠٪ من كتلة الغلاف الجوى فى هذه المنطقة وهى أيضاً المنطقة التى يتميز الجو فيها بتناقص فى درجات الحرارة مع الارتفاع، وتحدث ميكانيكية

شكل (١٤-٢) التغطية المساحية (المسح) بواسطة الأقمار الاصطناعية في حالة (أ) الأقمار الاصطناعية قطبية المدار، و (ب) الأقمار الاصطناعية ذات المدار الأرضي الثابت.

التسخين السائدة عن طريق الامتصاص السطحي للاشعاع الشمسي ثم إعادة الاشعاع من سطح الأرض. ويختلف ارتفاع سطح هذه الطبقة - التروبوبوز - مع دائرة العرض، والفصل من السنة حيث يكون أعلى ارتفاعاً عند خط الاستواء عنه عند القطبين. وكذلك يكون أعلى في نصف الكوكب الواقع في فصل الصيف عنه في ذلك الواقع في فصل الشتاء (شكل ١٢-٣). ويتحدد التركيب التفصيلي لطبقة التروبوسفير لوقت معين ولمكان معين بالمستويات التي يحدث عندها الامتصاص الاشعاعي كما أنه يتأثر بالحركات الرأسية في الجو.

رصد الاشعاع من الفضاء

تقوم الأقمار الاصطناعية برصد تدفقات الاشعاع التي تغادر سطح الغلاف الجوي، ونظراً لأن هذه الأقمار يمكن أن تمر في مدارات مختلفة متعددة، وحيث أن لها مجالات رؤية مختلفة ولأن حساسيتها تغطي مجالات مختلفة من أطوال الموجات فإن هذه الأقمار تستطيع إعطاء أنواع مختلفة ومتعددة من المعلومات، فتكون بهذا مكملة للقياسات السطحية لاسيما من حيث قدرتها على إعطاء قياسات منتظمة ومتكررة لمساحات شاسعة من كوكب الأرض (شكل ١٣-٣).

الأقمار الاصطناعية ذات المدارات القطبية

تطلق الأقمار الاصطناعية عموماً إلى مدار قطبي Polar Orbit أو قرب قطبي أو تطلق إلى مدار أرضي ثابت Geostationary Orbit . وفي المدارات القطبية يكون القمر الاصطناعي على ارتفاع يتراوح من ٥٠٠ - ١٥٠٠ كيلومتر فوق سطح الأرض، ويقطع هذا المسار المداري خط الاستواء في اتجاه عمودي بزاوية قدرها ٩٠° تقريباً. وتكون مدة الفترات المدارية المميزة لهذا النوع ٩٠ دقيقة، حيث يمر القمر الاصطناعي في كل مدار مباشرة فوق أو قريباً من كلا القطبين. وهذه الأقمار الاصطناعية تكون عادة متوافقة مع الشمس وهذا يعني أنه مع دوران الأرض فإن المدار الجديد يمر بمنطقة واقعة عند نفس التوقيت المحلي المماثل لتوقيت المنطقة التي كان القمر يراها في المدار السابق. وعلى هذا فإن نصف كل مدار يقع على الجانب المظلم - أو جانب الليل - لكوكب الأرض. ويستطيع القمر الاصطناعي القطبي المجهز لقياسات الأرصاد الجوية أن يغطي مجالاً للرؤية شاسعاً لدرجة أنه يكفي حوالي ١٥ مداراً فقط لتغطية كوكب الأرض بأكملها بحيث يتم مسح أي موقع معين مرتين في اليوم تقريباً.

وتدور الأقمار الاصطناعية ذات المدار الأرضي الثابت في مدارات أعلى كثيراً من مدارات الأقمار القطبية حيث تكون على ارتفاع ٣٥٤٠٠ كيلومتر فوق سطح الأرض في المستوى المار بخط الاستواء بحيث تظل متوافقة مع كوكب الأرض وتبقى بذلك في موقع ثابت بالنسبة لسطح الأرض طول الوقت، ونظراً لارتفاعها الشاهق فإن هذه الأقمار تقوم برؤية قرص الأرض الكامل وتكون المرئية التي تحصل عليها أقل وضوحاً بكثير من الأقمار الاصطناعية قطبية المدار.

ونتيجة لانحناء سطح كوكب الأرض فإنه من الصعب على هذه الأقمار تغطيه دوائر العرض الأعلى من ٤٥ – ٥٠° درجة. وتقوم هذه الأقمار عادة بقياس تدفقات الاشعاع فوق هذا القرص بالكامل مرة كل ٣٠ دقيقة.

أجهزة القياس بالأقمار الاصطناعية:

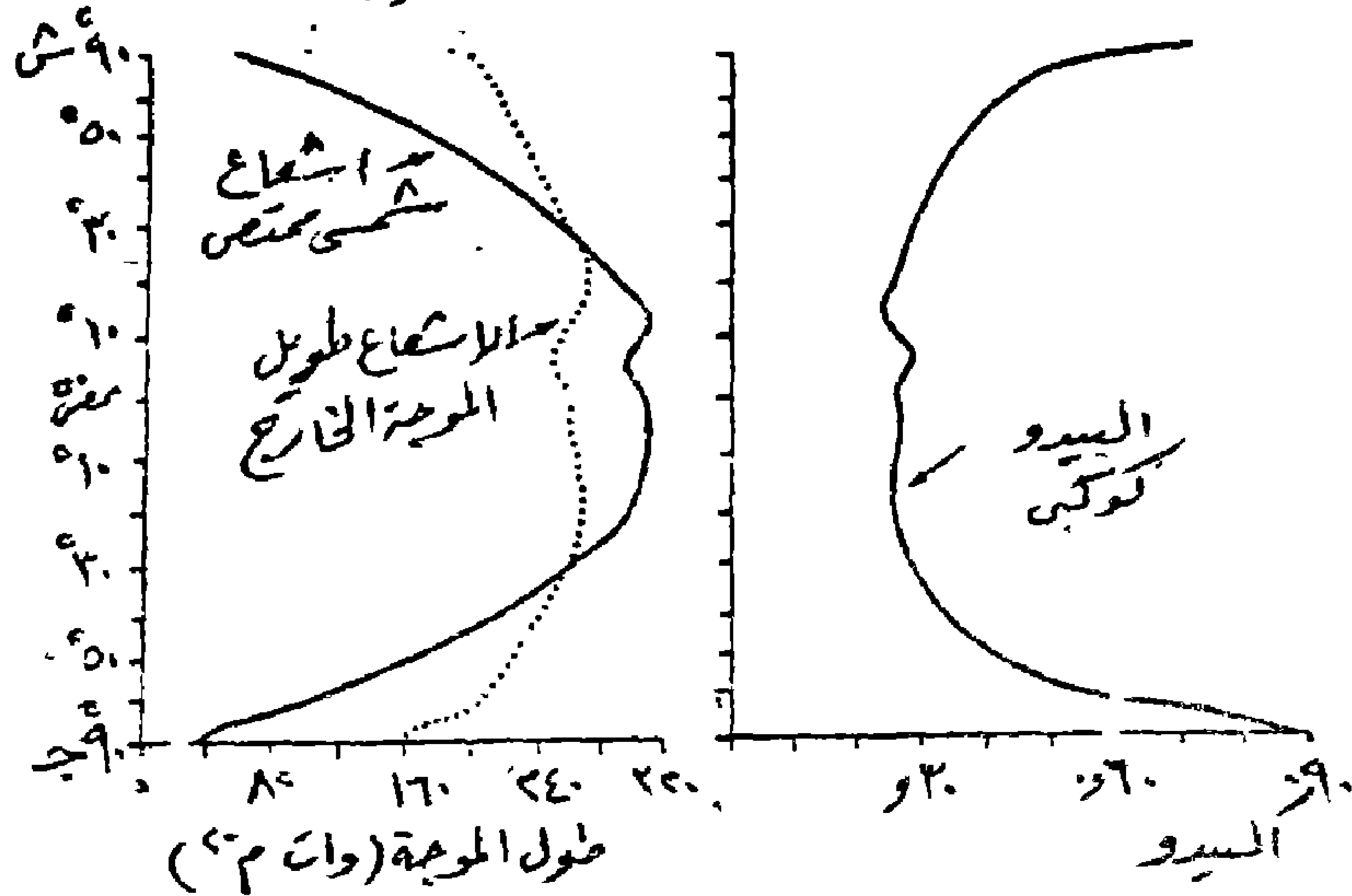
تقاس الاشعاعات عموماً في شكل سلسلة من الفترات الطيفية spectral intervals، وعدد هذه الفترات يختلف من قمر إلى قمر آخر. وهناك منطقتان ذاتا أطوال موجات موجودة في حزمة عريضة، احداها يقع في مدى المجال الطيفي الشمسي (٠.٣ -١ ميكرومتر) وأخرى تقع في منطقة النافذة الجوية Atmospheric Window (١٠ – ١٢ ميكرومتر تقريبا) تستخدمان عادة لتحديد مجالات السحب وقياسات الرياح ودرجات حرارة سطح الأرض. وبالإضافة لهذا فهما تمثلان المصدر الوحيد للمعلومات فيما يتعلق بمعامل الانعكاس Albedo لكوكب الأرض وكذلك صافي الاشعاع. وتستطيع أجهزة القياس التي يمكنها الاستجابة إلى فترة طيفية ضيقة أن تقدم معلومات مناخية أكثر تخصصاً وتحديداً، فعلى سبيل المثال يستطيع جهاز قياس sensor مركز على طول موجة مقداره ٦.٣ ميكرومتر – وهي حزمة خاصة بامتصاص بخار الماء – أن يقيس مقدار الامتصاص في عمود من الغلاف الجوي، حيث يتم ربط هذا القياس بمحتوى بخار الماء في ذلك العمود. وبالمثل فإن هناك مجموعة من الحزم الضيقة في منطقة الأشعة تحت الحمراء ومنطقة أشعة الميكرويف من المجال الطيفي، مثل هذه الحزم يمكن أن تستخدم من أجل الحصول على قطاعات التوزيع الحراري الرأسية، ممثلة بذلك إضافة عظيمة لقياسات أجهزة الراديوسوند.

ميزانية الاشعاع لكوكب الأرض:

تتساوى تقريباً كميات الاشعاع الشمسي الساقطة على سطح الغلاف الجوي مع كمية الاشعاع الطويل الموجة المتجه إلى الفضاء (الاشعاع الصادر أو المرتد) وذلك على مدى زمني يبلغ عدة سنوات. وعلى هذا فإن هناك ميزاناً للاشعاع على مستوى كوكب الأرض (شكل ٣-٣). وهناك اختلافات بسيطة تحدث من عام إلى عام من بينها على سبيل المثال تلك الاختلافات الناتجة عن تغيرات كميات الطاقة الصادرة من الشمس نفسها، غير أن هذا التوازن يجب أن يظل باقياً إذا أريد للمناخ – أن يبقى مستقراً. ومن المؤكد أن حدوث خلل لهذا التوازن ولو بقدر طفيف إذا ما استمر لمدة طويلة من شأنه أن يؤدي إلى تغيرات مناخية كبيرة. وفي واقع الأمر فإن هذا بالتحديد يعد أحد الأسباب الرئيسية للتغير المناخي الذي حدث ويحدث عبر عمر الأرض الطويلة.

ويعرف توازن الطاقة بأنه ظاهرة تتعلق بكوكب الأرض كله فليست هناك منطقة معينة متوازنة اشعاعياً، بل أن خلل هذه التوازنات على المستوى المحلي هو الذي يؤدي إلى المناخ

الذى نعرفه والخلل فى التوازن الاشعاعى عند كل دائرة من دوائر العرض يظهر بوضوح عند مقارنة متوسط قيم الاشعاع الشمسى الممتصة عند دائرة عرض معينة بمقدار الأشعة تحت الحمراء الصادرة عن تلك المنطقة (شكل ١٥-٣). ويتأثر مقدار الطاقة الشمسية الممتصة بكل من الكمية الكلية للاشعاع الساقط ومعامل الانعكاس للسطح، ولذلك فإنه عند دوائر العرض العليا تؤدى سيادة مساحات من الجليد والثلوج - عن طريق الانعكاس - إلى حدوث مزيد من التقليل للاشعاع الشمسى المنخفض أصلاً. وبالمثل فإن معامل الانعكاس المرتفع فى المناطق الواقعة مباشرة شمال خط الاستواء والناتجة عن وجود كميات كبيرة من السحب - وهو سمة مميزة لهذه المناطق - يؤدى إلى خفض معدلات امتصاص الاشعاع الشمسى فى تلك المناطق كذلك.



شكل (١٥ - ٣) متوسط عناصر موازنة الاشعاع الخاص بكوكب الأرض عبر دوائر العرض فى الفترة من يونيو ١٩٧٤ إلى فبراير ١٩٧٨.

وعلى عكس التدرج الكبير فى كميات الاشعاع الممتصة بين منطقة خط الاستواء ومنطقة القطبين فإن هناك تدرجاً طفيفاً فقط بين تلك المناطق فيما يتعلق بالاشعاع الصادر طويل الموجة. وهذا يعنى أن التدرج الحرارى بين خط الاستواء وأحد القطبين هو فى الواقع أقل بكثير مما نتوقعه عندما نبنى استنتاجنا على كميات الاشعاع الشمسى الساقطة وحدها. وفى الواقع فإن الظروف المناخية السنوية المتوسطة عند كل دائرة من دوائر العرض هى أكثر لطفاً مما لو كانت كل من هذه المناطق فى حالة توازن اشعاعى. فالغلاف الجوى يقوم بإعادة توزيع الطاقة بكفاءة عالية، فالمناطق الواقعة عند دوائر العرض القريبة من خط الاستواء تتعرض للتبريد عندما تنتقل الطاقة منها إلى المناطق الواقعة عند دوائر العرض الوسطى والعليا والتى تكتسب بدورها كميات

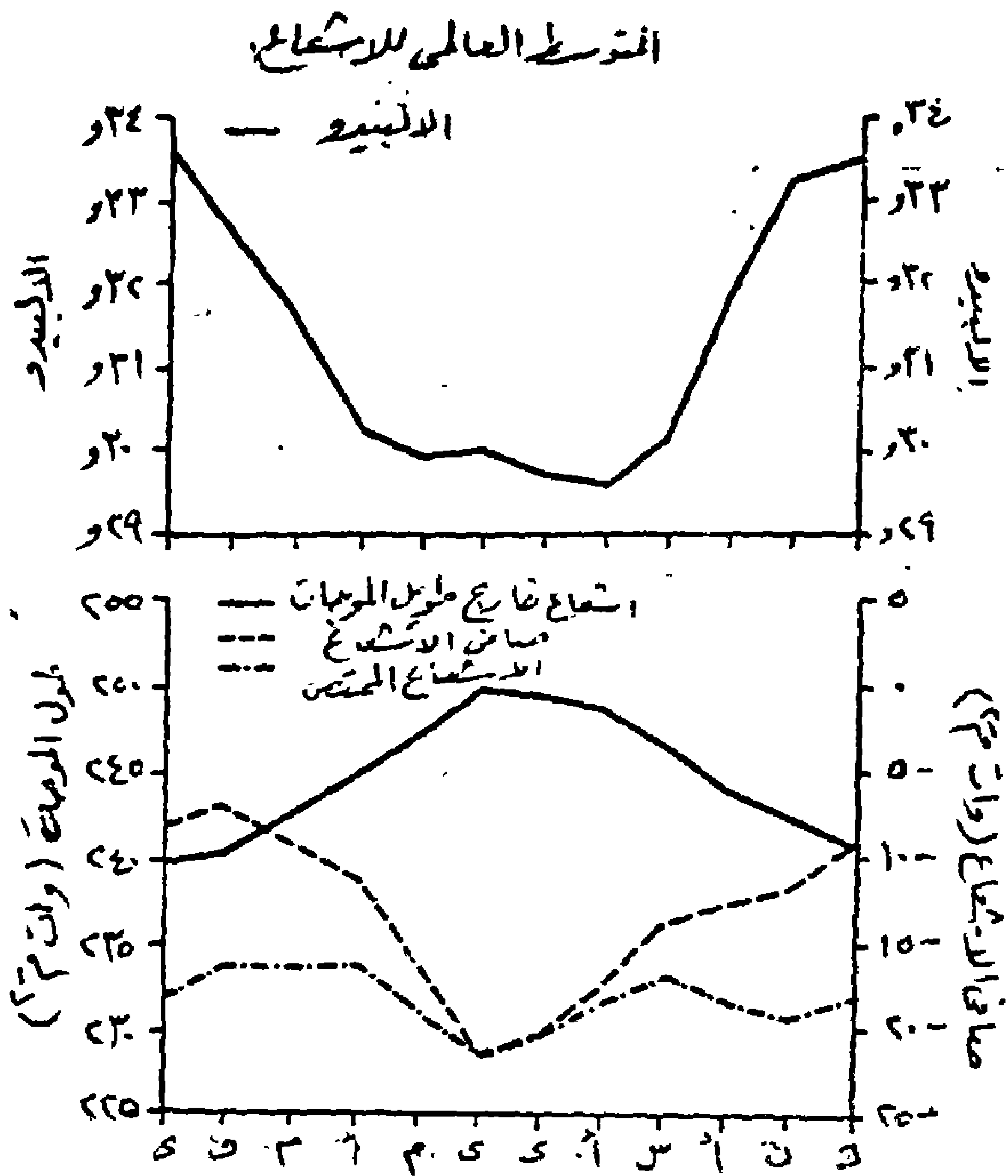
من الطاقة تؤدى إلى تدفقها. وتعد عملية إعادة توزيع الطاقة نتيجة مباشرة للتدرج الحرارى من دائرة الاستواء إلى القطبين والتى هى بدورها نتيجة لاختلال التوازن الاشعاعى عبر دوائر العرض. وتتم عملية انتقال الطاقة بين دوائر العرض عن طريق تدفقها الأفقى من خلال الدورات الجوية والمحيطية. وفى الحقيقة فإن تلك العمليات تتم بطريقة تعبر عن سعى النظام ككل للوصول إلى اتزان شامل للطاقة مدفوعاً فى ذلك بحالات عدم التوازن الاشعاعى السائدة بين مناطقه المختلفة.

الاختلافات الموسمية للتدفق الاشعاعي

من الضرورى الأخذ فى الحسبان الاختلافات الموسمية للتدفق الاشعاعى عند تناول متوسطاتها السنوية وذلك لاستكمال عملية موازنة الاشعاع بالنسبة للأرض. وتشير النتائج التى تجمعها الأقمار الاصطناعية قطبية المدار إلى أن الموازنة الموسمية لكوكب الأرض هى دالة قوية للاختلافات فى معامل الانعكاس (شكل ١٥-٣) إذ يصل منحنى الانعكاس إلى قيمة عظمى فى شتاء نصف الكوكب الشمالى مؤكداً بذلك أهمية اختلافات الغطاء الجليدى والثلجى الموسمى بالنسبة لهذا الجزء من الأرض. ولأسباب مماثلة فإن كميات الاشعاع طويل الموجة المنبعثة تصل إلى حد أقصى فى صيف نصف الكوكب الشمالى. وتظهر معدلات الامتصاص الشمسى تغيرات موسمية أقل حدة، وعلى هذا فإن صافى الاشعاع الناتج على مستوى كوكب الأرض يكون عند أقصى قيمة له فى شتاء نصف الكوكب الشمالى.

ورغم أن هذه النتائج العامة بخصوص التباينات الموسمية وكذلك الاختلافات المتعلقة بدوائر العرض تعد ذات أهمية كبرى فى فهم ديناميات المناخ إلا أنه كثيراً ما يكون ضرورياً اعتبار التوزيع المكانى الفعلى لمكونات الميزان الاشعاعى. فقد تواجه بعض التغيرات الطفيفة لأحد العناصر فى منطقة ما - على سبيل المثال - بتغيرات أخرى فى اتجاه معاكس فى منطقة أخرى تقع على نفس دائرة العرض مما يؤدى إلى معادلة هذه التغيرات وإزالة تأثيرها بحيث تبقى المتوسطات العامة لهذه المناطق دون تغير. رغم أن هذا التغير قد تكون له آثار هائلة على ديناميات الجو على كل من المستوى المحلى والأرضى. ويمكن الحصول على قياسات ومعلومات خاصة بأماكن معينة من الأقمار الاصطناعية إلا أن مثل هذه القياسات يجب أن تعامل بحرص وحذر. فالقدر المتاح من القياسات المماثلة هو قدر محدود لمعظم الأماكن ولذا يصعب تقدير متوسطاتها الزمنية، وزيادة على هذا فإن تقنية الأقمار الاصطناعية رغم تطورها الهائل فإنه من الصعب أحياناً معرفة ما إذا كانت الاختلافات المقاسة هى نتيجة لتغيرات مناخية بالفعل أم نتيجة لعوامل أخرى تؤثر على أجهزة المقياس فى تلك الأقمار.

وكما سبق القول تقع المناطق ذات معامل الانعكاس albedo العالى فى المنطقتين القطبيتين من كوكب الأرض على مدار العام. وكذلك فإن الانعكاسية العالية لصحراء شمال أفريقيا هى انعكاسية عالية دائمة، إلا أن مناطق أخرى، ذات معامل انعكاس مرتفع كذلك، فى المناطق المدارية ودون المدارية كمناطق شرق المحيط الهادى وكذلك مناطق أمريكا الجنوبية، تختلف



شكل (١٦-٢) دورة الألبيدو السنوية، الاشعاع طويل الموجة الخارج (وات م$^{-2}$)، الإشعاع الشمسي الممتص (وات م$^{-2}$)، وصافي الاشعاع (ممتص - خارج، وات م$^{-2}$) تبعاً لبيانات الأقمار الاصطناعية على مدى ٤٥ شهراً والمستخدمة في شكل ١٥-٢.

مواقعها من فصل إلى آخر. وينعكس هذا الاختلاف في توزيع الاشعاع طويل الموجة المرتد، حيث تقل قيمته باتجاه القطبين على مدار السنة، ولكن مع تغييرات موسمية ملحوظة في المناطق المحصورة بين دائرتي عرض ٣٠° شمالاً و ٣٠° جنوباً. وهذه النتائج المشتقة من قراءات الأقمار الإصطناعية يمكن أن تؤدي إلى استنتاج أنماط مكانية واقعية، وأن تعكس كذلك التغيرات الزمنية. فعلى سبيل المثال يشير شكل ١٦-٣ إلى أن صافي الاشعاع المتوسط السنوي للأرض هو حوالي -١٣ وات م$^{-2}$ ($-13\ Wm^{-2}$) بينما قد سبقت الإشارة إلى أن هناك ميزاناً طويل المدى للاشعاع الخاص بالأرض. وقد يرجع هذا التعارض - جزئياً - إلى القصر النسبي من الفترات الزمنية التي يشملها القياس. كما أن محصلة نتائج مأخوذة عبر الخمس وعش الماضية تدل على أن مقدار الاشعاع الطويل الموجة الخارج

٢٥ وات م$^{-٢}$، وأن معامل الانعكاس يبلغ ٠,٣١٠ . كما أن الأخطاء قد تنبع كذلك من طريقة تحليل الملاحظات والقياسات ذاتها الصادرة عن الأقمار الاصطناعية. كما أنها قد ترجع كذلك إلى طرق قياس غير ملائمة أصلاً. ورغم كل هذه المشكلات الممكنة والمرتبطة بالنتائج المأخوذة عن الأقمار الاصطناعية إلا أن قياسات الأقمار الاصطناعية موجودة الآن لفترة تكفى لإعطاء نتائج أكثر دقة، وبالتالى تقدم وصفاً أكثر ثباتاً لمناخ الأرض. ورغم أن عملية تنقية القراءات والبيانات مستمرة مع الحصول على المزيد منها، إلا أن النتائج الحالية تمكننا – لأول مرة – من رؤية صورة متكاملة لميزانية الاشعاع لكوكب الأرض بأكمله.

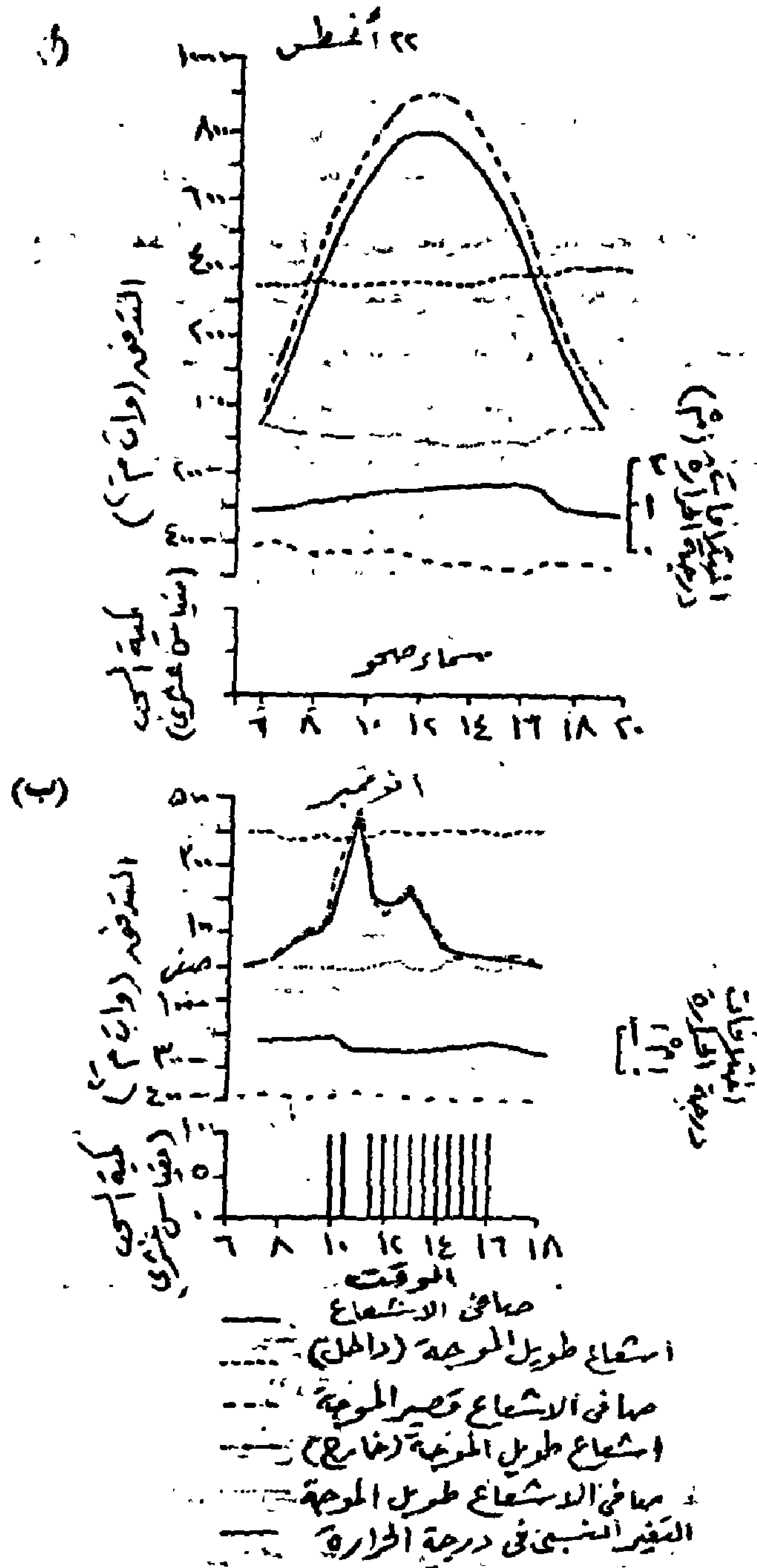
ميزانيات الاشعاع السطحي

يمثل سطح الأرض موقعاً لأكثر تحولات الطاقة أهمية فى نظام تدفق الطاقة للأرض والتى تقوم أساساً على امتصاص الأشعة الشمسية وبث الأشعة تحت الحمراء، ويخضع سطح الأرض ذاته إلى توازن للطاقة بحيث أنه – على مستوى متوسط سنوى لكوكب الأرض – يتساوى مقدار ما يصل لسطح الأرض مع مقدار ما يبث منها من الطاقة. ويجدر بالذكر هنا أنه من غير الملائم أن نفكر في التدفقات الاشعاعية فقط، فتدفقات الحرارة الكامنة latent heat والمحسوسة sensible heat كما يوضح شكل (٢-٣) – وهما ليستا من صور الاشعاع، يجب أن يؤخذا فى الحسبان. وعلى [illegible] توازن [illegible] سطحي حقيقي. ولكن من المفيد أن نأخذ فى الحسبان المكونات الكلية للاشعاع بكل أطوال موجاته المتضمن على السطح، أي صافى الاشعاع السطحي.

الدورة اليومية لميزانية الاشعاع

على الرغم من تغير صافي الاشعاع ومكوناته المختلفة من أشكال التدفق على المستوى العام للأرض، وكذلك على المستوى الموسمي، على غرار ما ناقشناه على مستوى كوكب الأرض ككل، إلا أننا نستطيع هنا أن نناقش التغيرات على المستوى اليومي. وبشكل عام فإن الأشعة قصيرة الموجة تمثل مكون التدفق لصافي الاشعاع الأكثر تغيراً من حيث المقدار. فهذا الجزء من الاشعاع يختلف مع دوائر العرض والموسم من السنة، وكذلك مع الوقت من اليوم.

ويوضح شكل (١٧-٣) حالة نمطية للتغيرات اليومية لموقع فى منطقة العروض الوسطى. ويمثل شكل (١٧-٣) (أ) حالة من الظروف الجوية الصافية عديمة السحب، بينما يمثل الشكل (١٧-٣) (ب) يوماً كانت فيه السحب متفرقة ومتقطعة الظهور فى بداية الصباح إلى أن تحولت إلى ظلام تام فى فترة بعد الظهر. ومن الشكل يتضح أن مكون صافي الأشعة يأخذ شكلاً متوافقاً تماماً مع مكون الاشعاع الساقط، مع انخفاض فى مقدار التغير بتأثير معامل الانعكاس السطحي. ويلاحظ أيضاً أن الاشعاع الطويل الموجه الساقط أقل تغيراً بكثير. ويتغير مقدار الاشعاع – معتمداً فى ذلك على درجة حرارة، ورطوبة الهواء الموجود أعلى السطح – من خلال تأثير بعض العوامل مثل الحركات الأفقية المرتبطة بالرياح. وكذلك يلاحظ أن صافي الاشعاع الكلي يتبع صافي الاشعاع القصير الموجة بشدة، ويكون ذلك أكثر وضوحاً فى حالة الجو الصحو الخالى من السحب (شكل ١٧-٣ (أ))، وهكذا فإنه لايمكن التنبؤ بنمط يومى محدد على ضوء معلومات



شكل (١٧ - ٢) الاختلافات اليومية في مكونات موازنة الاشعاع السطحي فوق بحيرة اونتاريو Lake Ontario في (أ) يوم صافي، و (ب) يوم غائم بالسحب جزئيا.

الاشعاع وحدها. ولو كانت هناك حركة قليلة نسبياً من الهواء فإنه يتوقع حدوث زيادة فى الاشعاع طويل الموجة الساقط فى فترة بعد الظهر، وعندما تكون حرارة الجو قد ارتفعت نتيجة لامتصاص طاقة الشمس مباشرة، وكذلك نتيجة لانتقال الحرارة من سطح الأرض إلى الجو. كما أن حرارة سطح الأرض نفسها سوف ترتفع عن طريق امتصاص الاشعاع، ونتيجة لذلك التسخين فإن مقدار الأشعة طويلة الموجة المرتدة سوف يختلف.

أما الوقت الذى يبلغ عنده مقدار الاشعاع طويل الموجة المرتد أقصاه فيكون بعد الوقت الذى تصل فيه الفرق بين الاشعاع الساقط والمرتد أى صافى الاشعاع (وله إشارة موجبة أو سالبة) إلى أقصى قيمة له، ويرجع ذلك إلى أنَّ التسخين سيحدث طوال الفترة التى سيكون فيها صافى الاشعاع موجباً. أما فى الليل فإن المتوقع أن تكون قيمة صافى الاشعاع سالبة. وتكون الأشعة النشطة هى الأشعة طويلة الموجة فقط، وبذلك تتوقف قيمة صافى الاشعاع على درجة حرارة السطح. وهكذا فإن المتوقع هو أن تزداد معدلات الفقد فى الأشعة طويلة الموجة فى الليالى الصافية عنها فى الليالى التى تغلق فيها السحب النافذة الجوية.

ورغم أن درجة حرارة السطح تعكس أثر صافى الاشعاع، إلا أن درجة الحرارة تتأثر وتتغير بتدفقات الطاقة الأخرى التى تصل إلى سطح الأرض. ولذا فإنه لكى نفهم كيف تنشأ الحرارة وكيف تتباين مكانياً وزمنياً يجب أن نأخذ فى الحسبان كلاً من العلاقة بين الطاقة ودرجة الحرارة وكذلك ميزانية الطاقة السطحية.

الطاقة ودرجة الحرارة:

سبق أن أوضحنا أنه عندما يمتص الجسم الطاقة فإن درجة حرارته ترتفع، وفى الحقيقة فإن هناك علاقة بسيطة بين تغير الطاقة لجسم ما وتغير درجة حرارته.

$$(د\ ط) = ك\ ح_{ن}\ (د\ ح)$$

حيث تعبر (د ط) عن مقدار تغير الطاقة، و (د ح) عن تغير درجة الحرارة لوحدة الحجم فى وحدة الزمن من جسم كثافته (ك)، وحرارته النوعية ($ح_{ن}$). لاحظ أن كلام من (د ط) ، و (د ح) هما كميتان تتناسبان مع معدلات ارتفاع درجة الحرارة (التسخين) بشكل مباشر. وإذا اعتبرنا أولاً حالة تشمل الطاقة الاشعاعية فقط، فإنه يمكننا عمل تحليل بسيط، فحين يمتص الجسم الأشعة الشمسية سترتفع حرارته، ويتبع هذا زيادة فى مقدار انبعاث (اشعاع) الطاقة طويلة الموجة تبعاً لقانون ستيفان – بولتزمان Stefan - Boltzmann law. وإذا أهملنا جانباً تدفقات الطاقة غير الاشعاعية فإن الحرارة سترتفع حتى يكون معدل الامتصاص absorption rate مساوياً لمعدل الانبعاث emission rate ، وعندها يكون صافى التغير فى الطاقة داخل ذلك الجسم مساوياً الصفر. وعندئذ لن يحدث مزيد من التغير فى درجة الحرارة، ويكون الجسم فى حالة اتزان (استقرار) اشعاعى. وتتوقف درجة الحرارة عندئذ – بالنسبة لكمية معينة من الاشعاع الساقط – على معامل الانعكاس لذلك الجسم، حيث أنها تتحكم فى الكمية الممتصة، وكذلك على معدل انبعاثية والتى تحدد الكمية الصادرة عنه، عند درجة حرارة معينة. ولو ازدادت قيمة أى

من الانبعاثية أو معامل الانعكاس فإن درجة حرارة الاتزان (أى درجة الحرارة التى يحدث عندها الاتزان) تنخفض. ولاتعد السعة الحرارية للجسم هامة فى تحديد حرارة الاتزان، إلا أنها تعد فى غاية الأهمية فى تحديد الزمن اللازم لكى يصل الجسم إلى هذا الاتزان.

وتعد التبادلات الحرارية فى الغلاف الجوى الحر هى العامل الرئيسى المحدد لمعدلات التسخين فى معظم الوقت إلا أن انتقال صور أخرى من الطاقة من سطح الأرض يمكن أن يكون له آثار هامة محلياً، فهذه تعطى - على سبيل المثال - الطاقة المطلوبة لتحريك تيارات الهواء فى كثير من العواصف الشديدة. ولكن من الممكن - مع هذا - حساب معدلات تسخين الغلاف الجوى بدرجات دقة عالية على أساس الاشعاع وحده. أما على سطح الأرض فإن حساب معدلات التسخين، أو درجات حرارة الاتزان لايكون بنفس القدر من البساطة، حيث أن تدفقات الطاقة ذات المصادر غير الاشعاعية تكون - على الأقل - على نفس قدر أهمية تدفقات الطاقة المرتبطة بالاشعاع.

وتعكس درجات الحرارة عند سطح الأرض استجابتها لجميع صور تدفقات الطاقة التى تؤثر على السطح، وعلى هذا فالطاقة المسئولة عن تغيرات درجات الحرارة يعبر عنها بواسطة معادلة ميزانية الطاقة والتى فيها يعبر عن صافى الاشعاع بالصيغة الآتية:

صافي الاشعاع = هـ + ح ك + ت

حيث هـ ، ح ك تمثلان على الترتيب تدفقات الحرارة المحسوسة والكامنة إلى الهواء، ت هى تدفق الحرارة إلى الأرض. ويتم تدفق الطاقة المحسوسة من المناطق ذات درجات الحرارة العالية إلى تلك ذات درجات الحرارة المنخفضة بشكل أساسى عن طريق حركة الهواء الذى يسخن نتيجة لملامسته أو قربه من سطح الأرض. أما الطاقة الكامنة latent energy فهى ترتبط بحركة جزيئات بخار الماء، حيث تحدث التبادلات نتيجة لعمليتى التبخر والتكاثف. وبالنسبة لتدفق الحرارة إلى الأرض فإنه يتم عن طريق التوصل conduction، برغم أنه إذا كان سطح الأرض مشغولاً بالماء فإن تدفق الحرارة إلى الأرض يتم أيضاً بواسطة الحمل Convection.

وعلى سبيل المثال يمكننا أن نصف باختصار - مرة أخرى - دورة الطاقة اليومية لنتبين علاقتها بدرجة الحرارة. فدرجات حرارة السطح تبدأ فى الارتفاع بمجرد أن يصبح صافى الاشعاع موجباً. وفى معظم الأحوال يصبح السطح أعلى حرارة من الهواء الذى يعلوه، ومن هنا يبدأ تدفق للحرارة المحسوسة إلى أعلى. ومن شأن صافى الاشعاع أيضاً أن يمد السطح بالطاقة اللازمة للتبخر، فيبدأ انتقال الحرارة الكامنة. وفى الوقت نفسه تنتقل الحرارة من سطح الأرض الساخن إلى الطبقات الأسفل من الأرض. ويمكن لهذا الوضع أن يستمر طوال الفترة التى يكون صافى الاشعاع فيها موجباً، إلا أن تغيرات الهواء فوق سطح الأرض قد تؤدى إلى اضطراب ذلك النمط البسيط. فقد يمر تيار من الهواء الدافئ أعلى فى درجة حرارته من سطح الأرض فوق ذلك السطح، بما ينتج عنه تدفق للحرارة المحسوسة نحو سطح الأرض. ولو كان السطح مشغولاً بالماء فإن التيارات الداخلية قد تحدث أثراً مماثلاً. وعندما تجف الأرض فإنه لايمكن أن يكون هناك

..فى للحرارة الكامنة إلى أعلى. وعموماً فإن أسباب كل من تلك التغيرات لاترتبط بشكل عام بالموقع الذى نتناوله على وجه الخصوص، وبالتالى فإنها قد تؤدى إلى تغيرات لايمكن توقعها للطاقة التى تصل إلى أو تغادر سطح الأرض، وبالتالى درجة حرارتها. إلا أنه إذا واصلنا تصورنا لحالة تلك الدورة اليومية المثالية، فإنه بمجرد أن يصبح صافى الاشعاع سالباً ويسود التبريد بالاشعاع فإن التدفقات غير الاشعاعية تميل للاتجاه نحو السطح، مقللةً بذلك من سرعة التبريد، وهكذا فإن انتقالات الطاقة غير الاشعاعية تميل نحو تقليل التغيرات الحرارية اليومية التى كانت تحدث بتأثير التبادلات الاشعاعية وحدها.

ويمكن تشبيه انتقال الطاقة بعيداً عن سطح الأرض بواسطة التدفقات الحرارية الأرضية، بانتقال الحرارة عبر قضيب معدنى. فعندما يسخن أحد طرفيه فإن الحرارة تبدأ فى السريان من المنطقة الساخنة إلى المنطقة الباردة، وبذا يسخن القضيب بالتدريج، ويكون أعلى قدر من التغير الحرارى حادثاً عند طرفه المعرض للتسخين. حيث يقل مقدار التغير تدريجياً بتزايد المسافة من نقطة التسخين. ويتوقف معدل تخلل الحرارة للقضيب على الانتشارية الحرارية لمادته، وعند أى لحظة بعد بدء التسخين فإن عمق التخلل والذى يمكن تعريفه بأنه النقطة التى عندها يمثل ارتفاع درجة الحرارة نسبة صغيرة (٥٪ مثلاً) من مقدار الارتفاع عند نقطة التسخين يكون متناسباً مع الجذر التربيعى للانتشارية الحرارية. ولو أن لدينا دورة تسخين، كما هى الحال مع الدورة اليومية بدلاً من التسخين المستمر فإن موجات الحرارة ستنتشر رأسياً لأسفل بحيث يتضاءل مقدار الاتساع الرأسى للموجات مع تقدمها، حيث يصل فى آخر الأمر إلى نقطة تتضاءل عندها هذه الدورة اليومية إلى حد الانعدام. ويتم الانتقال الحرارى فى الأجسام من خلال التفاعلات الجزيئية أى من خلال عملية توصيل حقيقية. إلا أن كلاً من الهواء والماء يمكنهما توصيل الحرارة عن طريق الانتقال الكتلى (أو تحرك الكتلة) المرتبطة بعمليات الاضطراب أو التحريك ويشمل ذلك كلاً من الانتقال الدوامى والانتقال بتياريات الحمل

ونظراً لأن المواد المختلفة توصل الحرارة – أو تنقلها بعيداً عن سطح الأرض – بمعدلات مختلفة فإن درجة حرارة السطح الناتجة عن دخول كمية معينة من الطاقة ستختلف كذلك. وكثيراً ما يطلق على هذا تعبير طاقة التوصيل Conductive Capacity كما ذكرنا سابقاً. وتتم مشاركة الحرارة عند السطح الفاصل بين مادتين بنسبة هذه الطاقة التوصيلية لكل منهما. ويجب أن يكون المدى الحرارى عند السطح الفاصل واحداً لكل من الوسطين.

ومن الأمور ذات الأهمية الخاصة فى هذه الناحية الفرق فى استجابة كل من الأرض والماء لكمية معينة من الطاقة المكتسبة. فعند السطح يكون كل منهما على اتصال بالهواء. ويكون مقلوب مجموع طاقتى التوصيل للهواء والأرض حوالى ٠.٧ بينما يكون للماء والهواء مساوياً حوالى ٠.١٤ وبالتالى يكون المدى الحرارى أكبر بحوالى ٥٠ مرة على سطح الأرض منه على سطح الماء. ويتبع هذا بالتالى أن سطح الأرض يسخن ويبرد بشكل أسرع ويكون له مدى حرارى أكبر بالنسبة لسطح الماء. وهذه النتيجة إذا ما عبر عنها على المستوى المكانى الأكبر بالمفهوم القارى فإنها تلعب دوراً أساسياً فى تحديد توزيع درجة الحرارة على مستوى الأرض ككل. ومن

ثم فإننا نجد أن المدى السنوى لدرجات الحرارة فوق المحيطات يشغل عدة درجات فقط عادة بينما قد يبلغ هذا المدى السنوى عدة عشرات من الدرجات بالنسبة للأرض. وهذه تعد قيماً كبيرة إلى حد ما بالنسبة للقيم التى نلاحظها بالفعل، ويرجع الفرق بشكل رئيسى إلى تأثير تدفق الحرارة الكامنة وكذلك إلى الحركات الأفقية. ويحدث التبريد السطحى عن طريق انتقال الحرارة الكامنة حينما يكون هناك تبخر. بينما تعمل الحركات الأفقية على تعديل تدفق الحرارة المحسوسة نتيجة للانتقال وخلط الهواء فوق السطح. كل هذه الملامح للنظام المناخى هى نتائج مباشرة لعناصر نظام تدفق الطاقة على المستوى العام للأرض غير أن المناقشة السابقة تمكننا من تحليل العمليات التى تعمل على توزيع درجات الحرارة السطحية على هذا المستوى.

درجات الحرارة على سطح الأرض

للطريقة التى تنتج بها تدفقات الطاقة درجات الحرارة تأثير على تغيرات الحرارة قرب سطح الأرض التى يمكن أن تتفاوت بسرعة فى كل من الاتجاهين الأفقى والرأسى. وفى هذا القسم نهتم بالتوزيع العام لدرجات حرارة السطح على مستوى الأرض. إلا أنه، وبسبب الاختلافات صغيرة المستوى فإن من الضرورى أن نبدأ أولاً بتعريف درجات الحرارة السطحية وقياساتها بالمفهوم الشامل لكوكب الأرض.

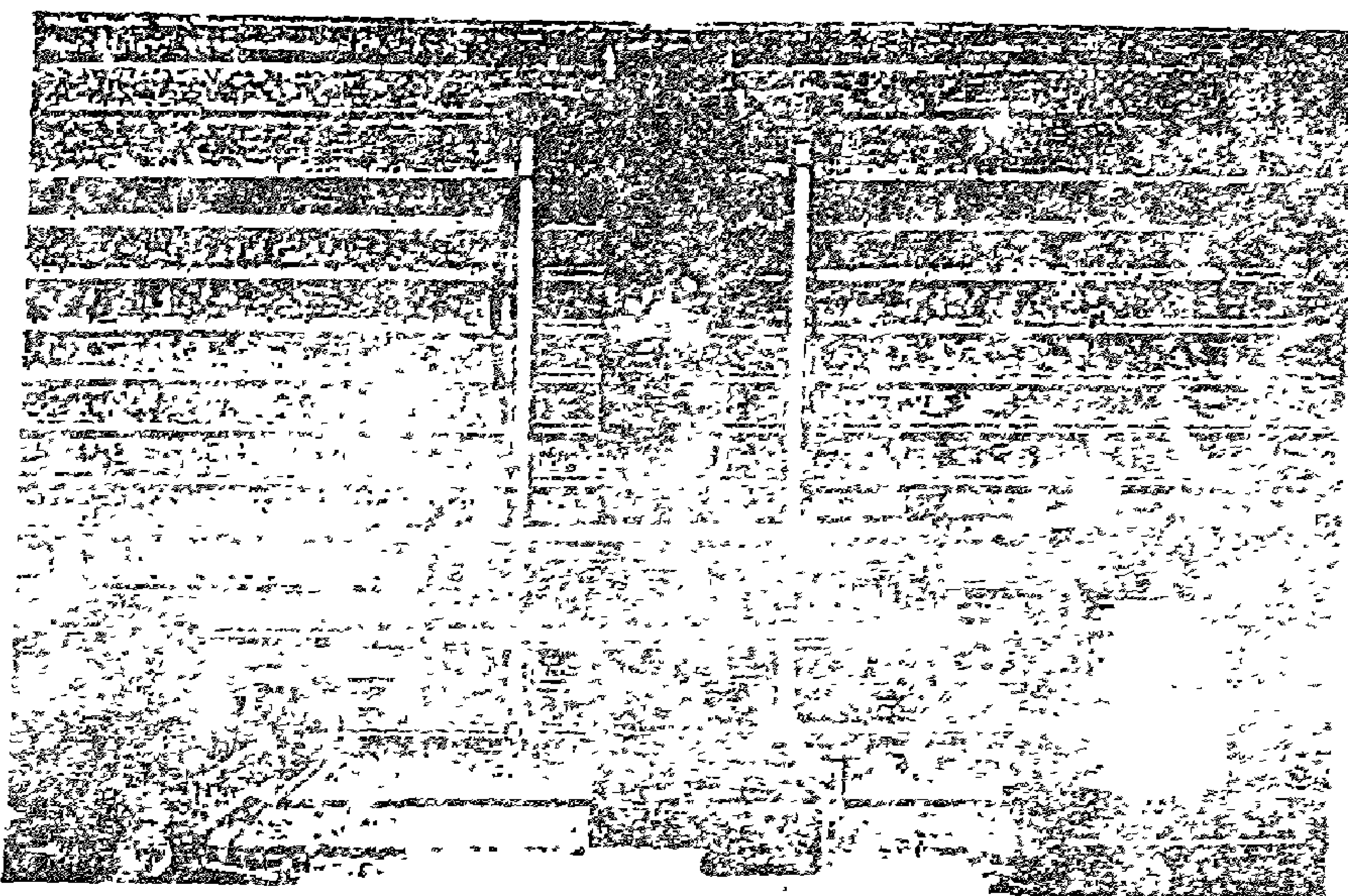
قياس درجات الحرارة

يعد الترمومتر Thermometer الأداة الأساسية لقياس درجة الحرارة، ورغم أن هناك أنواعاً كثيرة شائعة من الترمومترات، فإن أكثر الأشكال شيوعاً هو النوعى الزجاجى الزئبقى (شكل ١٨-٣). فعندما يتعرض خزان الترمومتر للحرارة فإن الزئبق يتمدد مدفوعاً داخل الأنبوبة الشعرية للترمومتر. وتقدر الحرارة بالتالى بامتداد عمود الزئبق فى تلك الأنبوبة. وبالطبع فإن الجهاز فى تصميمه الأساسى - يعاير لضبط العلاقة بين طول عمود الزئبق وبين درجة الحرارة. ويكون بعد ذلك طول عمود الزئبق مؤشراً مباشراً لدرجة الحرارة بالشكل الذى نألفه.

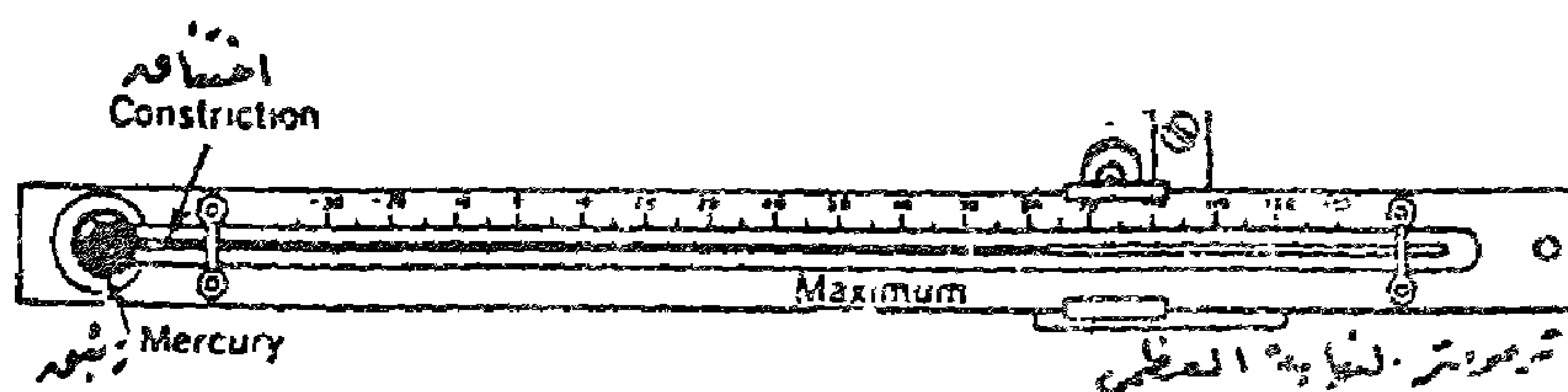
وهناك نوعان شائعان من الترمومتر يستخدمان لقياس درجتى الحرارة العظمى والصغرى (شكل ١٨-٣) و (١٩-٣). ويعتمد ترمومتر الحرارة العظمى على وجود اختناق فى الأنبوبة قرب مستودع الزئبق، وعند التمدد يستطيع الزئبق أن يمر عبر هذا الاختناق، ولكن عندما يبرد الترمومتر وينكمش عمود الزئبق فإن الاختناق لايسمح بمرور الزئبق إلى الخزان، وعلى هذا يبقى الزئبق على وضعه فى الأنبوبة مسجلاً درجة الحرارة العظمى، ويمكن عن طريق تحريك الترمومتر بشدة أو هزه فى حركة سريعة أن يستعيد الزئبق اتصاله عبر الاختناق بحيث يصبح الترمومتر مستعداً مرة ثانية لأخذ قياسات جديدة. أما بالنسبة لترمومتر الحرارة الصغرى فإن الزئبق يستبدل بالكحول، ويصمم الترمومتر بحيث يوضع مؤشر صغير بداخل الكحول. وحينما تنخفض درجة الحرارة وينكمش السائل، يتحرك المؤشر باتجاه الخزان بتأثير التوتر السطحى لسطح سائل الكحول، وعند عودة السائل للتمدد ثانية لايتحرك المؤشر معه وإنما يظل فى مكانه بحيث يشير طرفه الأكثر بعداً عن الخزان إلى أقل درجة حرارة قرأت أثناء فترة القياس. ولكى

يعاد الترمومتر إلى وضع الاستعداد لقراءات جديدة تتم إمالته بحيث يتحرك المؤشر إلى أن يصل إلى سطح الكحول المقعر في الأنبوبة.

(أ)



(ب)

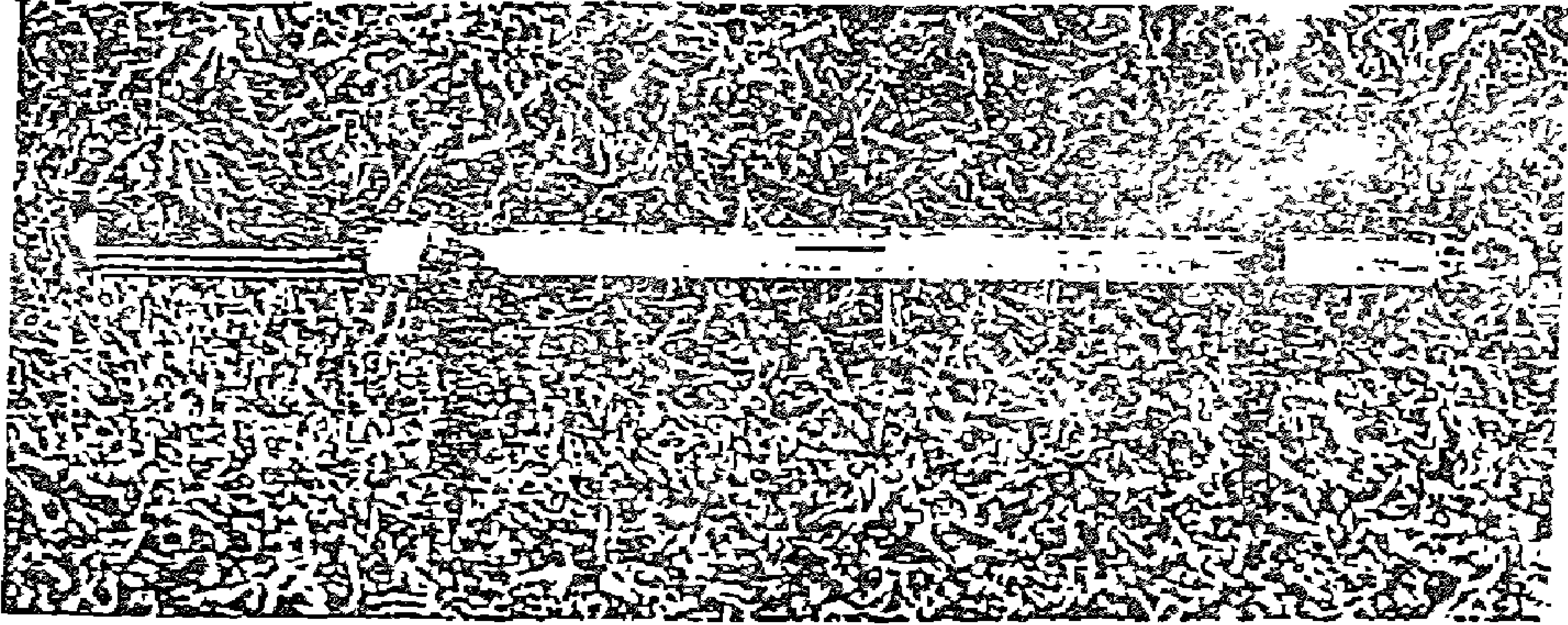


شكل (١٨ - ٢) (أ) توجيه وضع ترمومترات الخزان الجاف والرطب (رأسياً) وكذلك خزانات درجة الحرارة العظمى والصغرى (أفقياً). (ب) ترمومتر درجة الحرارة العظمى.

وتحفظ أنواع الترمومترات سابقة الذكر عادة فيما يعرف بالكشك. ويعمل هذا الكشك على حماية الترمومتر من الاشعاع الشمسى المباشر، إلا أنه يحتفظ بقدر كافى من التهوية بحيث يسمح بحركة حرة للهواء حوله. والقراءات التى تتم بهذه الترمومترات تسمى عادة بحرارة السطح، رغم أنها بالتأكيد تختلف عن درجة الحرارة التى كانت لتسجل لو أن الترمومتر كان موضوعاً على اتصال مباشر بسطح الأرض. وتتبع معظم الدول نظاماً يتضمن ضرورة المحافظة على شروط قياسية ثابتة بخصوص موضع هذه الترمومتر وذلك لكى يمكن توحيد أساس المقارنات

بين المواقع المختلفة. وهذا يتضمن عادة أن يكون ارتفاع الكشك حوالى ١ متر فوق سطح مغطى بالحشائش.

(أ)



(ب)



شكل (١٩ - ٣) (أ) ترمومتر درجة الحرارة الصغرى، (ب) ترمومتر أرضي بداخل أنبوبة من الصلب تغرس رأسيا في الأرض إلي أعماق قياسية مقدارها ٣٠ سم و ١٠٠ سم.

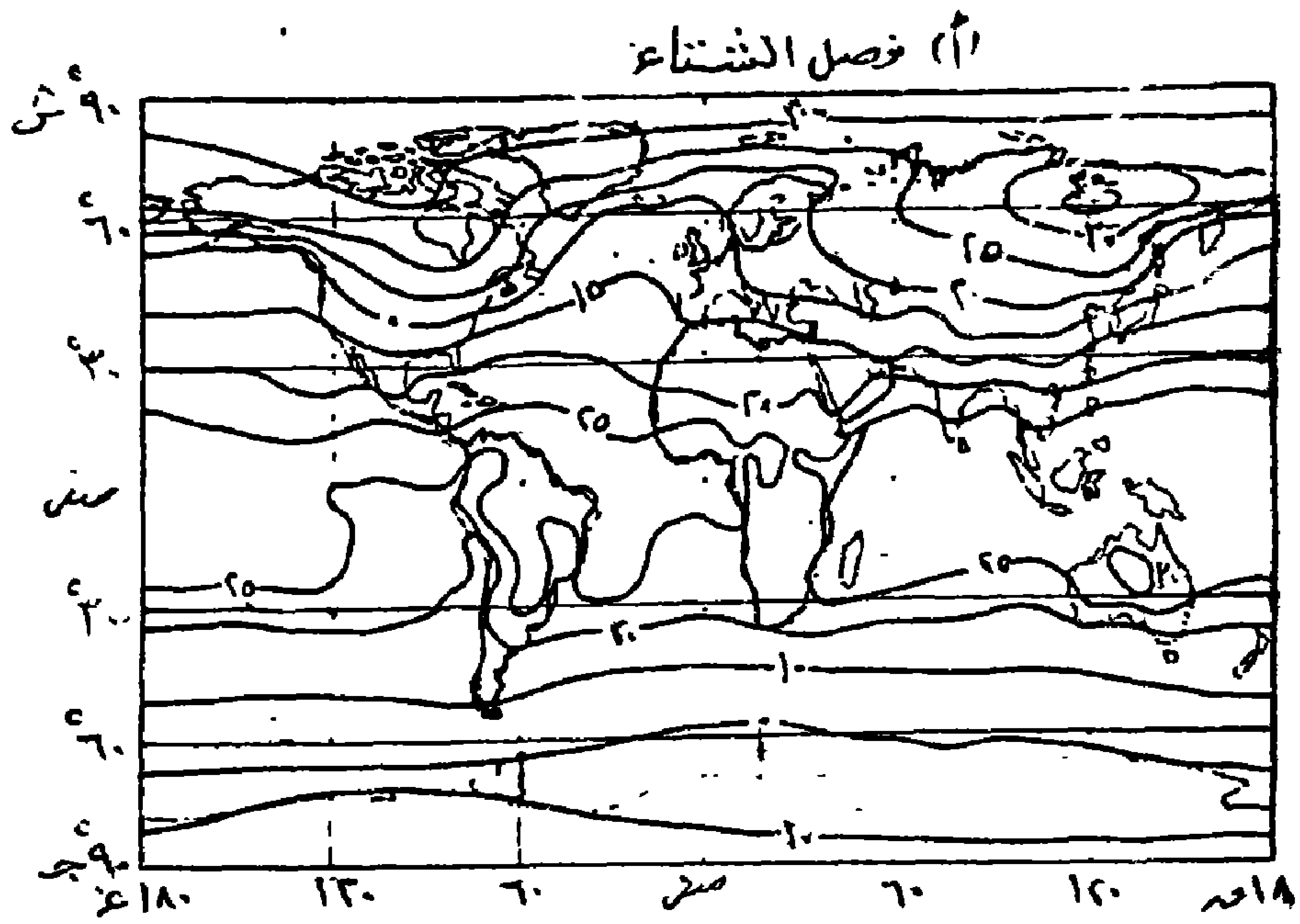
أما درجة الحرارة الفعلية لسطح الأرض فيمكن أن تسجل بواسطة ارصاد الأقمار الاصطناعية وذلك عن طريق قياسها للاشعاع المنبعث لأعلى، وذلك خلال قنوات مختارة من

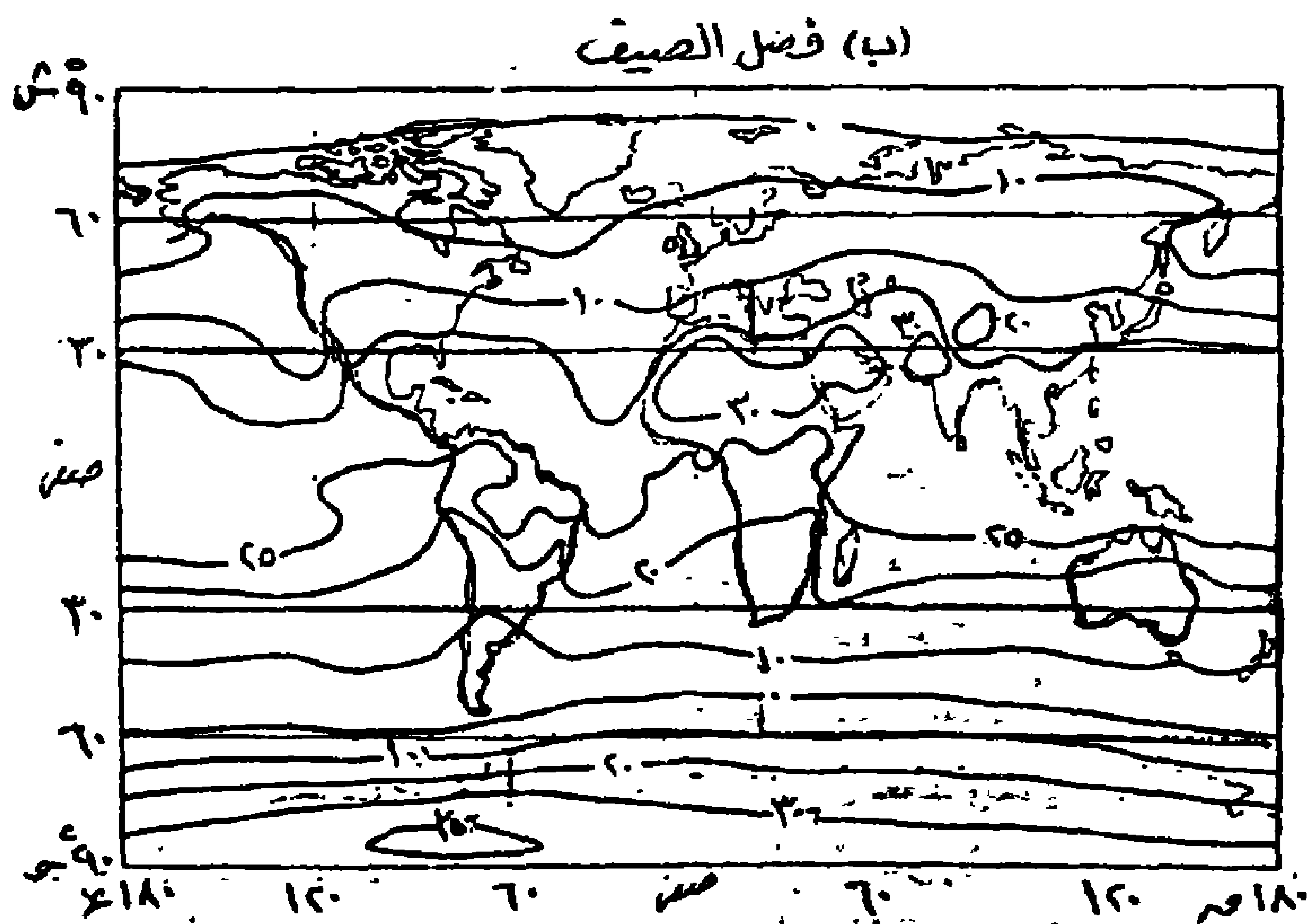
المنطقة من مدى الطيف الاشعاعى المعروفة باسم النافذة الجوية والتى سبق ذكرها. وتكون النتائج – بعد التصحيح لمواجهة الفقد الراجع للانتقال خلال الغلاف الجوى، وكذلك انبعاثية السطح – هى قراءات صحيحة لدرجات الحرارة السطحية التكاملية بالنسبة للمنطقة الواقعة فى مدى رؤية جهاز القياس للقمر الاصطناعى، ولذلك فإن هذه القراءات لا تماثل تماماً تلك المأخوذة بالطرق التقليدية للقياسات السطحية إلا أنها تمثل إضافة هامة لتلك القياسات – لاسيما فوق مناطق المحيطات والمسطحات المائية حيث تكون القراءات السطحية نادرة.

أنماط توزيع درجات الحرارة:

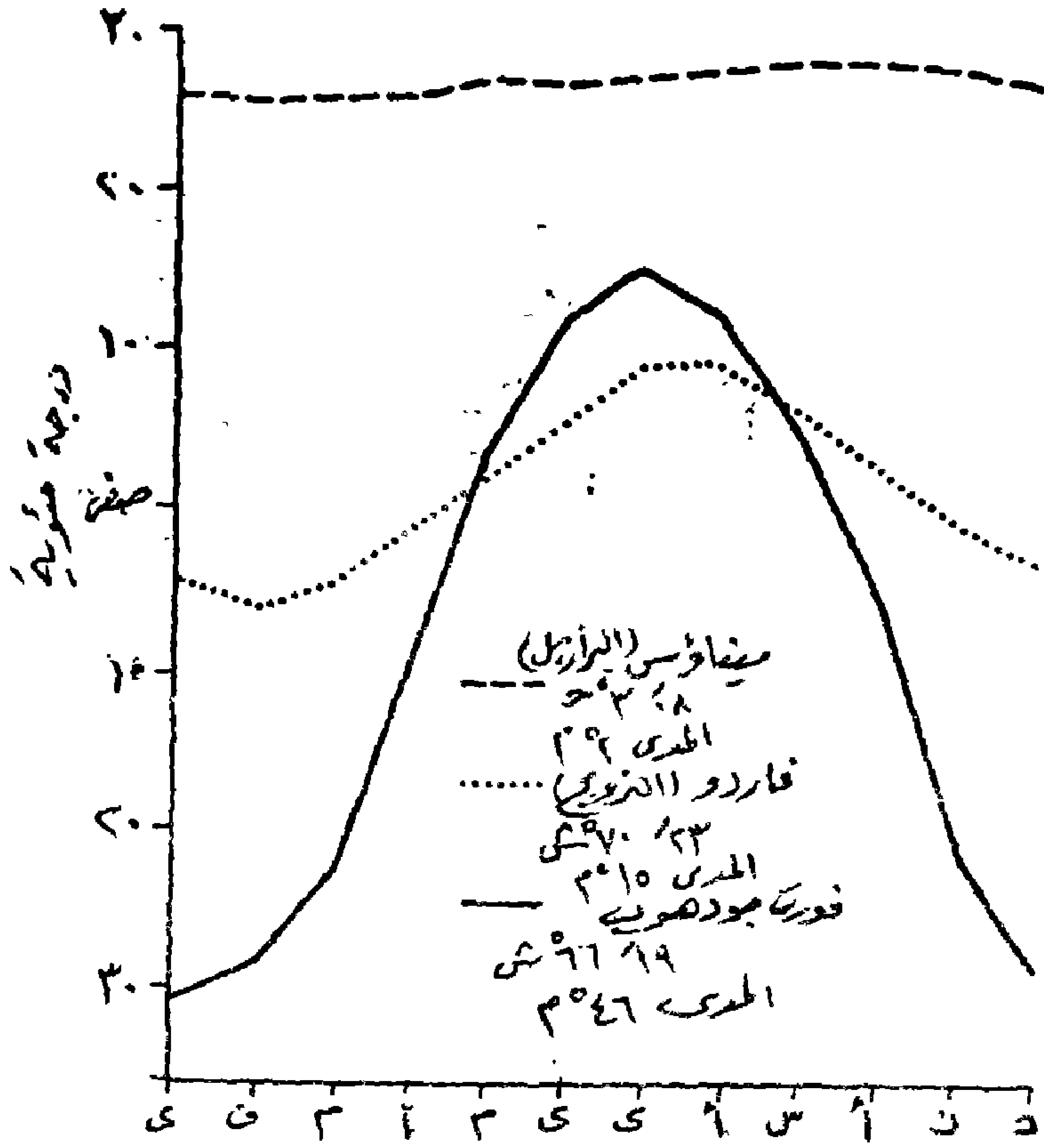
يوضح شكل (١٩-٣) توزيع درجات الحرارة قرب السطح بالنسبة لكوكب الأرض ككل، فى فصلى الشتاء والصيف. ففى شهور ديسمبر ويناير وفبراير تقع أعلى درجة حرارة فى حزام واقع بالقرب من خط الاستواء فوق المحيطات، وجنوب هذا الحزام بقليل، فوق سطح اليابس، وحيث تتجاوز درجات الحرارة القصوى ٣٠° مئوية فوق أجزاء من هذه المسطحات الأرضيه. وتقع درجات الحرارة الصغرى فوق المنطقتين القطبيتين وتقل القيمة عن -٣٠° مئوية فى منطقة شمال أواسط آسيا وتكون هناك تفاوتات حادة فى درجات الحرارة بين سطح الأرض وسطح المحيطات، لاسيما فى السواحل الغربية من القارات، حيث تكون الأرض فى النصف الشمالى منها أكثر برداً – بالنسبة لدائرة عرض معينة – وفى نصفها الجنوبى أكثر دفئاً من مياه المحيطات المجاورة لها. ونرى ظاهرة مماثلة – مع عكس الوضع بالنسبة لنصفى الأرض الشمالى والجنوبى – فى شهور يونيو ويوليو وأغسطس، ففى هذا الفصل تكون القارة القطبية الجنوبية هى أكثر المناطق برودة، بينما تكون المناطق الأكثر دفئاً هى المناطق القارية الواقعة شمال دائرة الاستواء مباشرة.

وتوضح المقارنة الدقيقة للظروف المناخية فى كل من الفصلين، أن التغيرات الفصلية فى درجات حرارة سطح المحيط هى تغيرات طفيفة نسبياً بينما تعانى المناطق الداخلية القارية الواقعة عند أو فى العروض الوسطى من مدى من التغير أكثر اتساعاً بكثير. ويوضح شكل (٢٠-٣) الاتجاه السنوى لدرجات الحرارة الشهرية المتوسطة لثلاث محطات هى: محطة قارية داخلية، ومحطة ساحلية وأخرى مدارية. وتتصل هذه النتائج بشكل مباشر باعتبارات نظام تدفقات الطاقة، ودرجات الحرارة السطحية والجوية التى ذكرناها آنفاً.





شكل (٢٠ - ٢) : درجة الحرارة المتوسطة عند مستوى سطح البحر (درجة مئوية)، (أ) ديسمبر ويناير وفراير (١٩٦٣ - ٧٣) و (ب) يونيو ويوليو وأغسطس (١٩٦٣ - ٧٣).



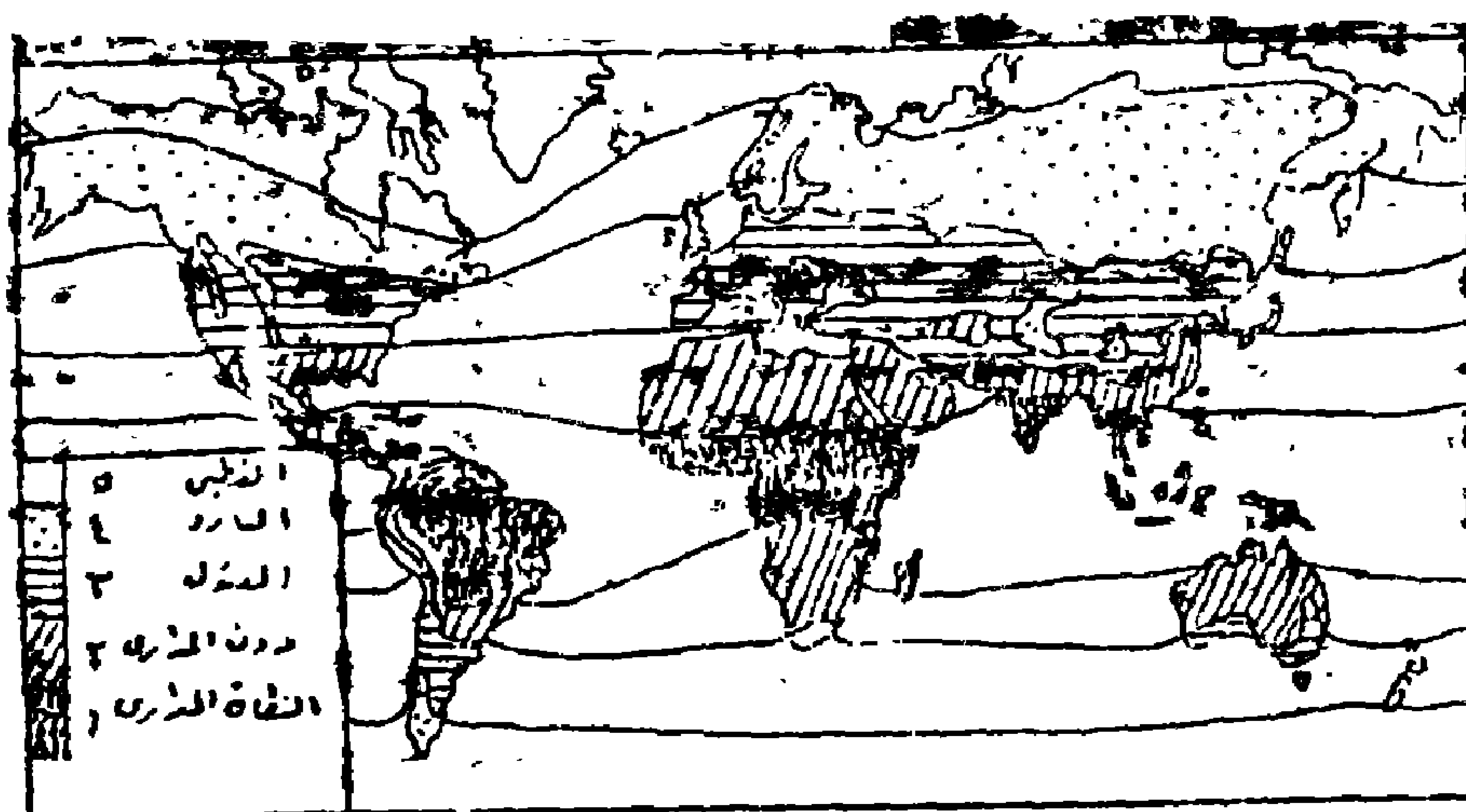
شكل (٢١ - ١) : الاختلافات الموسمية في متوسطات الحرارة الشهرية في ثلاثة محطات. ماناوس Manaus التي تقع بالقرب من خط الاستواء في غابات الأمازون الاستوائية. ويوضح الشكل تأثير تيار الخليج في خفض المدى الموسمي لدرجة الحرارة في النرويج مقارنة بمحطة أبعد باتجاه الجنوب في المنطقة الشمالية الغربية من النصف الشمالي لكوكب الأرض.

التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الأرض :

يوضح التوزيع الأفقي لدرجةالحرارة على الخرائط بواسطة خطوط تساوى تعرف بخطوط الحرارة المتساوية Isothermals، وهي عبارة عن خطوط تصل بين الأماكن التى تتساوى في درجة حرارتها بعدتعديلها إلى مستوى سطح البحر (أى بإضافة أو حذف درجة مئوية لكل ١٥٠ متر ارتفاع أو انخفاض عن سطح البحر) وذلك لتفادى تعقيد وتشويه الخطوط وعلى الرغم من أن مثل هذه الخرائط تبين درجة الحرارة عند سطح البحر إلا أنها تعطى توزيعاً صادقاً لدرجة الحرارة. وكان لهذه الخرائط أهمية إذ أنها هي الوسيلة الممكنة الوحيدة للتوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الأرض بصورة غير مباشر. فكماعرفناأن الإشعاع الشمسى يتناقص تدريجياً نحو القطبين نظراً لميل أشعة الشمس وعلى ذلك فأننا سنتوقع أن خطوط الحرارة المتساوية ستكون

موازية لدوائر العرض، ولكن نظراً لوجود عوامل أخرى تؤثر فى حرارة الأقاليم فإن امتداد خطوط الحرارة المتساوية يختلف كثيراً عن امتدادها المتوقع من الشرق إلى الغرب خاصة فى النصف الشمالى لكوكب الأرض حيث يزداد تداخل اليابس والماء، واتساع مساحة اليابس فى هذا النصف عن النصف الجنوبى لكوكب الأرض. فمثلاً يكون اليابس فى فصل الصيف الشمالى أكثر حرارة من الماء وبذلك تتجه خطوط الحرارة نحو القطب على اليابس ونحو دائرة الاستواء على الماء والعكس يكون فى فصل الشتاء. كما تؤثر التيارات البحرية على امتداد خطوط الحرارة المتساوية على سطح الأرض وهذا يظهر فى إنحناءات هذه الخطوط فى الأماكن التى تتميز بالتيارات البحرية الدفيئة عنها فى المناطق التى تتعرض للتيارات البحرية الباردة، فالتيارات الدفيئة تؤدى إلى انحناء الخطوط نحو القطب والتيارات الباردة تؤدى إلى انحناءات الخطوط نحو دائرة الإستواء. كذلك للرياح والبحيرات والغطاء النباتى أثرها الكبير فى إختلاف امتداد خطوط الحرارة المتساوية.

ويمكن أن تقسم سطح الأرض إلى خمسة نطاقات حرارية عامة (شكل رقم: ٢٢-٣) على أساس خطوط الحرارة المتساوية التى تبين درجات الحرارة الحقيقية وليست المعدلة وهو التقسيم الذى اقترحه عالم المناخ كوبن Koppen.



(شكل رقم ٢٢-٢) النطاقات الحرارية العامة كما اقترحها العالم كوبن

١- النطاق المدارى، ويتميز بارتفاع درجة الحرارة طول العام عن ٢٠°م (٦٨°ف) وينحصر هذا النطاق بين دائرة عرض ٢٥° شمالاً وجنوباً.

٢- النطاق دون المدارى، يتميز هذا النطاق بأن درجة الحرارة فيه تزيد عن ٢٠°م (٦٨°ف) لمدة تتراوح بين ٤ شهور و ١١ شهراً.

٣- النطاق المعتـــدل: تتراوح درجة الحرارة فيه بين ١٠°م، ٢٠°م (٥٠°ف، ٦٨° ف) من ٤ شهور إلى ١٠ شهراً كما تنخفض فيه درجة الحرارة عن ١٠°م (٥٠° ف) في بقية شهور السنة.

٤- النطاقات البـاردة: هذه النطاقات تتميز بأن درجة حرارتها تتراوح بين ١٠°م،٢٠°م (٥٠°ف، ٦٨°ف) لمدة شهر واحد إلى أربعة شهور، أما بقية شهور السنة فإن درجة الحرارة فيها تنخفض عن ١٠°م (٥٠°ف).

٥- النطاقات القطبية: وهذه النطاقات تقل درجة الحرارة فيها طول العام عن ١٠°م (٥٠° ف).

التوزيع الرأسي لدرجة الحرارة:

من المعروف أن درجة الحرارة تنخفض بالارتفاع، وخير دليل على ذلك وجود الثلج فوق الجبال في المناطق المدارية التي تتميز بارتفاع درجة حرارتها، وقد تمكن علماء المناخ من معرفة النقص الذي يحدث في درجة الحرارة بفعل عامل الارتفاع، وهذا النقص يتدرج بانتظام تقريباً في نهاية طبقة التروبوسفير العليا أي على ارتفاع ٨ إلى ١٠ كيلو متر فوق سطح الأرض بمعدل ١م° واحد لكل ١٥٠ متراً، ٣,٥ ف° لكل ١٠٠٠ قدم. وهذا الهبوط التدريجي في درجة الحرارة يطلق عليه معدل الهبوط العادي أو الطبيعي Normal Lapse Rate الذي يحسب لأوقات وأماكن مختلفة وهو يختلف عن معدل الهبوط الحقيقي Actual Lapse Rate الذي يحسب لوقت معين في مكان معين. ولكن في بعض الحالات قد يحدث في طبقة التروبوسفير السفلي هبوط عكسي في الحرارة أي تزداد درجة الحرارة بزيادة الارتفاع وهذه الظاهرة تعرف بالانعكاس الحراري Temperature Inverse وذلك نتيجة لعدة عوامل يمكن تلخيصها في: شدة الإشعاع الأرضي أثناء الليل بما يؤدي إلى برودة سطح الأرض وهبوط درجة الهواء الملامسة له، على حين تكون درجة الحرارة أعلى نسبياً على الأجزاء المرتفعة المجاورة. كذلك قد يحدث أن يهبط الهواء البارد من فوق قمم المرتفعات إلى بطون الأودية ويتجمع فيها وبذلك ينعكس معدل الهبوط الحراري بفعل الارتفاع. كما أنه عندما تتقابل كتلتان هوائيتان مختلفتان في درجة حرارتهما فإن الهواء البارد نظراً لأنه أكثر كثافة يميل إلى الاندفاع أسفل الهواء الدفيء ويحل محله، ومن ثم فإن درجة حرارة الطبقات السفلي من الهواء تكون أقل حرارة من درجة حرارة الطبقات العليا منه.

صناعة الطاقة وعلاقتها بدرجات الحرارة:

تعتمد صناعة الطاقة (أي مجالات الصناعة الخاصة بتوليد والتحكيم في مشروعات واستخدامات الطاقة) بشكل عام على قياسات الحرارة بطريقة تشبه تلك التي يتطلبها نمو المحاصيل الزراعية. فالطلب على الطاقة، خصوصاً الطاقة الكهربية والغاز الطبيعي وزيوت التدفئة المنزلية يعتمد بشكل رئيسي على درجات الحرارة. حيث تزداد احتياجات التدفئة للمباني مع انخفاض درجة الحرارة، أو تزداد احتياجات الطاقة الكهربية في المناطق التي تستخدم فيها أجهزة التكييف لمواجهة الحرارة المرتفعة والتي يزداد فيها الطلب على الطاقة مع زيادة درجة الحرارة. وعلى ذلك فإن هذا القدر من الطلب على الطاقة يضاف إلى القيـمة – الثابـتة تقريـباً

– من احتياجات الطاقـة اللازمة لتشغيل الآلات وما شابهها. غير أن الطلب على الطاقة المرتبط باختلاف درجات الحرارة يعد مسئولاً عن الارتفاعات الحادة المؤقتة فى الطلـب علـيها، والتى تفرض على إحدى شركات الطاقة مقدار ما يلزم عليها توفيره أو تخزينه.

وقد جرى العرف على أن القيمة الحرجة لدرجة الحرارة هى حوالى١٨،٣ درجة مئوية. فلو تمت تدفئة منزل ما حتى تلك الحرارة فإن درجة الحرارة بداخل المنزل ستصل فى النهاية – ونتيجة للحرارة الناتجة عن الإضاءة والأجهزة المنزلية المستخدمة، وكذلك وجود الأشخاص – إلى حوالى ٢٢° مئوية. وهي درجة الحرارة التى عدت – فيما مضى – درجة حرارة مناسبة ومريحة للحياه مدة. إلا أن التغيرات فى أسلوب المعيشة، لاسيما تلك الناشئة عن ارتفاع أسعار الطاقة قد أدت إلى «تخفيض» مفهوم درجة الحرارة الملائمة تلك بمقدار ٣–٤ درجات.

وتتوقف دقة تقديرات الطلب على الطاقة بشكل أساسى على طبيعة وموقع محطات قياس درجات الحرارة. وبالطبع فإنه من الأفضل أن يكون لتلك المحطات سجل جيد وقياسات دقيقة ذات قيمة، ممتدة عبر مدى زمنى طويل، كما أنه من الضرورى أن تقوم هذه المحطات بإعطاء درجات الحرارة فى أماكن تتوافق مع مراكز التجمعات البشرية التى يتركز أو يزداد فيها الطلب على الطاقة. وقد يعنى هذا أن مثل هذه المحطات يجب أن تعطى أهمية خاصة – ليس فقط للاعتبارات الجغرافية – بل أيضاً لخواص الموقع المحلى، وهكذا فإن اختيار المحطة – إذا كان هناك اختيار أصلاً بين عدد من المحطات المتاحة – يمثل اختباراً أمام متخصصى المناخ المنوط بهم اتخاذ القرار. وبمجرد اختيار المحطة واستخدام البيانات، فإن المهمة التالية تدخل فى نطاق عمل اخصائيى الرصد الجوى. حيث التنبؤ قصير المدى، وحيث يكون مطلوباً منهم الحصول على المعلومات اللازمة من أجل الاستعداد لمواجهة الطلب المتوقع على الطاقة.

ويمكن تعميم استخدام أسلوب الربط الرياضى فى تناول حل مشكلات أخرى متعلقة بالمناخ. وتتلخص الخطوات الرئيسية لهذا الأسلوب فى وضع المعادلة الرياضية بين العامل أو العوامل المناخية والقياسات أو النتائج المناخية أو التطبيقية المرتبطة به، استناداً على البيانات المسجلة عبر فترة زمنية طويلة. ثم استخدام تلك المعادلة مع التنبؤات الجوية قصيرة المدى من أجل المساعدة فى صنع القرارات التنفيذية، واستخدامها كذلك فى عمليات التخطيط طويلة المدى.

الفصل الرابع

الضغط الجوي والدورة الهوائية العامة في نظام المناخ

الفصل الرابع

الضغط الجوي والدورة الهوائية العامة في نظام المناخ

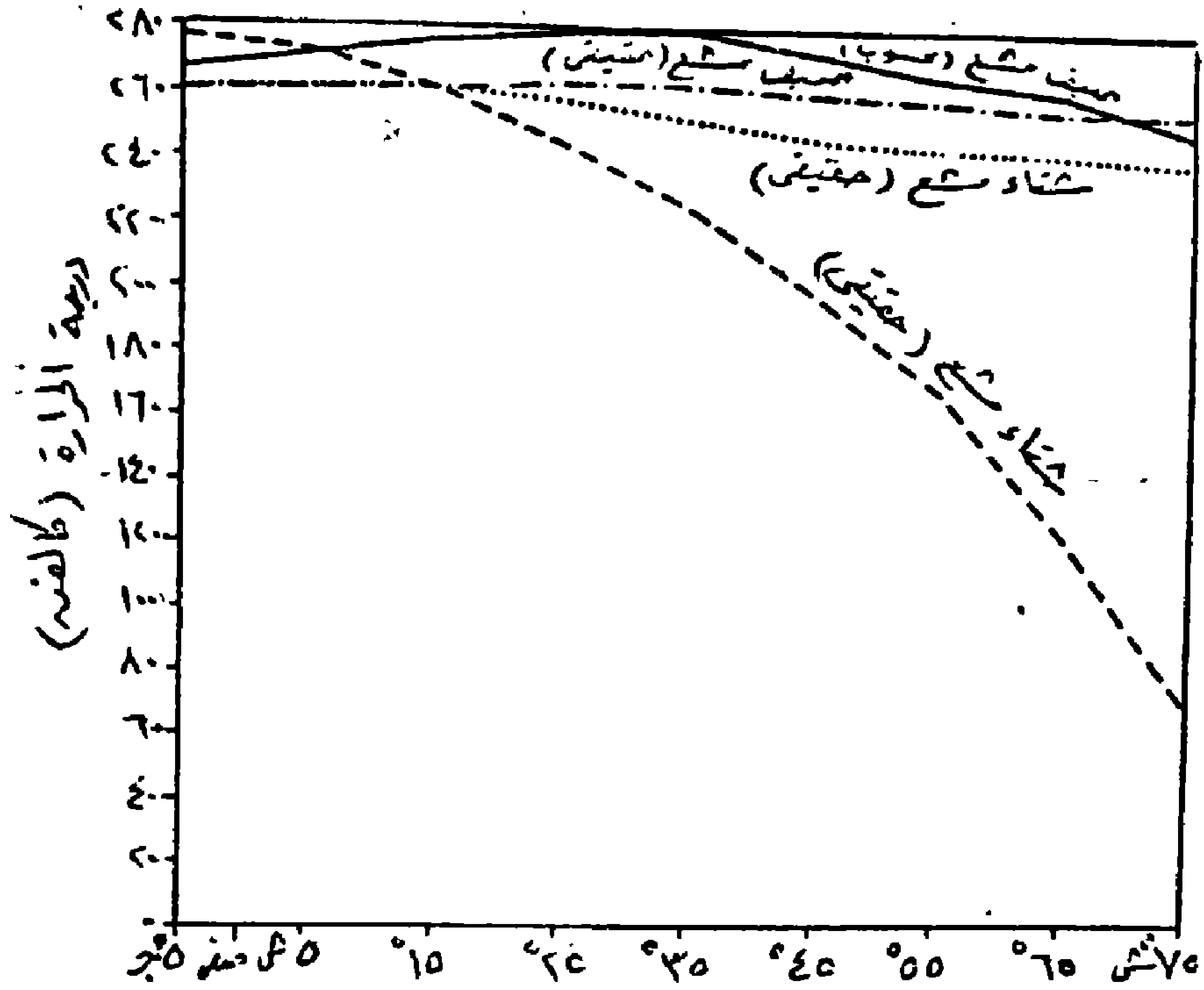
مقدمة:

لكي نفهم ونصف مناخ كوكب الأرض بشكل كامل فإننا يجب أن نضيف الاعتبارات الخاصة بالحركات الأفقية في الجو إلى تفاصيل نظامى الطاقة والماء. وفى هذا الفصل نهتم أساساً بالدورة الهوائية أو الجوية العامة للجو، والتى تصف نظام تدفق الهواء على نطاق واسع بالنسبة للأرض. فبالإضافة إلى أن هذه الدورة تعد مسئولة عن ظاهرة الرياح وبالتالى التحكم فى الحركات الأفقية كحركات السحب، فإنها تساعد كذلك على إعادة توزيع الطاقة والرطوبة، مؤدية بذلك إلى اختلال توازنهما عبر دوائر العرض، ويأتى الوصف الأساسى لهذه الدورة بشكل أساسى من عمليات الرصد الجوى والملاحظات السطحية العديدة التى تجمعت على مدى السنين. فمعرفتنا بالعمليات المناخية يتطور ويتسع بسرعة نتيجة نقياسات الأقمار الاصطناعية والتى تغطى كوكب الأرض بأكمله.

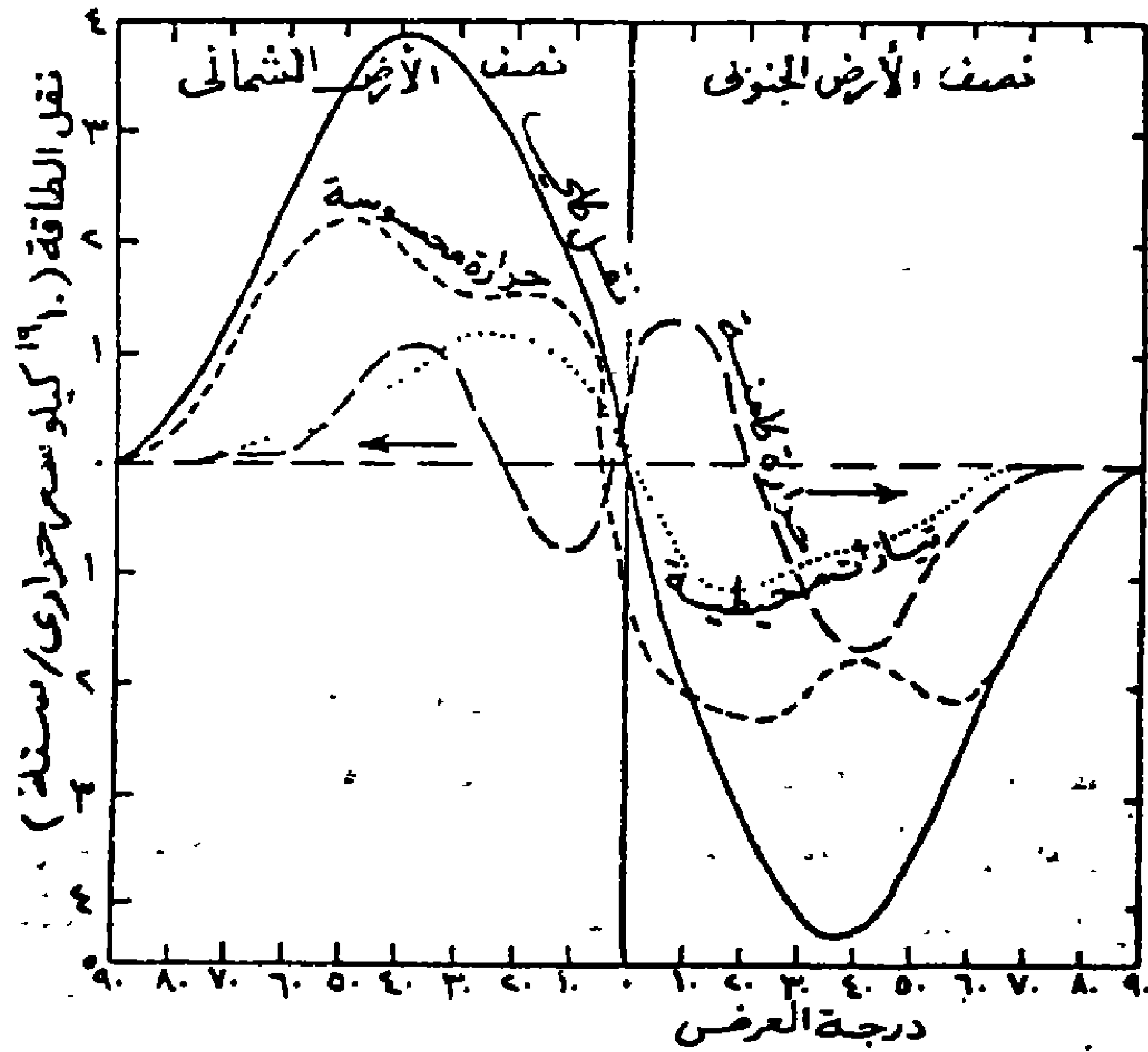
وكثيراً ما نقوم بتقسيم الدورة الجوية العامة إلى مكونين : ملامح (عناصر) الدورة الأولية، وهى الملامح الثابتة واسعة المدى والتى تشمل مساحات كبيرة من كوكب الأرض، والتى – وبينما تختلف فى تفاصيلها – توجد فى كل الأوقات. والمكون الثانى يشمل مجموعة ملامح الدورة الثانوية وتشمل الأعاصير قصيرة المدى، سريعة الحركة Cyclones، أو المنخفضات الجوية Depressions، وكذلك أضداد الأعاصير Anticyclones أو المرتفعات الجوية High Pressure الأكثر بطئاً فى حركتها، والتى تطغى على النوع الأول مؤديا بذلك إلى التغيرات الجوية اليومية فوق مساحات واسعة من كوكب الأرض.

وتوجد فى المحيطات «دورة عامة» مشابهة نوعاً، تعمل كذلك على مساعدة الجو فى إعادة توزيع الطاقة والرطوبة. وسوف نتعرض لهذه الدورة المحيطية عند الضرورة من أجل زيادة الفهم لنظام المناخ بصورته الشاملة. ولايزال فهم هذه الدورة فى مرحلة لم يتجاوز عندها الأسلوب الوصفى من نواحى عديدة، وذلك بسبب أن خصائصها تعد معروفة بشكل جيد بينما العمليات التى تحدث وتتحكم فيها هى أقل وضوحاً وفهماً.

وسوف نناقش فى هذا الفصل ما يجب على الدورة الجوية العامة أن تقوم به لكى تحافظ على المناخ الحالى كما نعرفه. وسوف يتبع هذا مناقشة تفصيلية عن القوى التى تعمل على توليد الحركات الأفقية فى الغلاف الجوى، وذلك للوصول إلى شرح الدورة الجوية العامة بطريقة مبسطة. وهذا من شأنه أن يمدنا بفهم أفضل للعمليات التى تتحكم فى مناخ كوكب الأرض بشكل عام وكذلك مناخ أقاليمه الرئيسية المختلفة. وسنركز الضوء خلال هذا الفصل أيضاً على العمليات التى تساهم فى خلق المناخ. .



شكل (٤-١) : مقارنة بين التوازن الاشعاعي المشتق نظرياً وقطاعات درجة الحرارة مأخوذة كمتوسطات رأسية - لكل من فصلي الصيف والشتاء.



شكل (٤-٢) : المتوسط السنوي لتدفق الطاقة إلي الشمال معبراً عنه (أ) كتدفق كلي ومكوناته الثلاثة (ب) محيطي، (جـ) كامن، (د) ديناميكي (محسوس).

وظيفة الدورة الهوائية العامة:

تشير كل حالات عدم الاتزان عبر دوائر العرض لكل من الأشعة الممتصة والمنبعثة والتى نوقشت فى الفصل الثالث، وكذلك الاختلافات عبر دوائر العرض أيضاً فى مكونات نظام الماء الجوى (الرطوبة الجوية) والتى ستناقش بتفصيل فى الفصل الخامس إلى أن الحركات الأفقية ضرورية للمحافظة على المناخ الحالى. وعلى هذا فإن دوراً أساسياً للدورة الهوائية العامة – سواء فى ذلك الجوية أو المحيطية يتمثل فى تحقيق إعادة التوزيع فى النظام بالشكل الذى يكفل المحافظة على المناخ بشكله الحالى. وتشير المعلومات تقريباً حول المناخ فى الأزمنة الماضية إلى أن الدورة الهوائية العامة للمناخ تعمل بنفس الشكل منذ آلاف السنين، حيث كانت اختلافات المناخ تمثل فقط ـ يلات أو تغييرات حول الشكل الأساسى أكثر من كونها انحرافات جذرية عنه. ومن هنا فإن من الممكن أن نأخذ الدورة المناخية الحالية كنموذج يوضح – إذا ما أمكن فهمه بالكامل – ليس فقط نظام المناخ الحالى بل ومناخ كوكب الأرض فى عصوره الماضية، وكذلك ما يمكن أن تكون عليه الأحوال المناخية لفترات طويلة قادمة من عمره.

دور الدورة الهوائية العامة:

يمكن توضيح الدور الرئيسى لدورة الهواء العامة بالرجوع إلى شكل (١-٤) . فبدون الحركات الأفقية تتحدد الحرارة عند كل دائرة عرض بمقدار الاشعاع الشمسى وحده وبالتالى تكون فصول الصيف أكثر دفئاً نوعاً مما يلاحظ بالفعل بالنسبة للجزء الأكبر من الأرض. وفى هذه الحالة تكون درجات الحرارة فى الشتاء فى المناطق المدارية أعلى أيضاً ولكنها تنخفض إلى أقل من الدرجات الفعلية بسرعة شديدة مع الاقتراب من المنطقتين القطبيتين.

ويبين شكل (٢-٤) التدفقات التى تعدل من درجات حرارة الاشعاع، ونقوم هنا بربط تأثيرات حالات عدم التوازن الاشعاعى عبر دوائر العرض بحالات عدم التوازن فى الدورة الهيدرولوجية (المائية) وكذلك إضافة تأثيرات عمليات النقل المحيطية ثم بالتعبير عنهم جميعاً بوحدات طاقة. ورغم أن التدفقات المفردة تختلف موسمياً – كما يشير أيضاً شكل (١-٤) إلا أننا سنركز على الأحوال المناخية السنوية.

ويتمثل الدور الرئيسى للتدفقات المحيطية فى تحريك بعض الطاقة الحرارية المحسوسة بعيداً عن خط الاستواء من خلال عمل التيارات المحيطية أما باقى الحرارة المحسوسة فينتقل من خلال الدورة الجوية. وهذا – مرة أخرى – يعد أساساً انتقالاً بسيطاً من خط الاستواء إلى القطب، رغم أنه يصل إلى معدل أقصى على مسافات أبعد باتجاه القطب مما فى حالة التدفق المحيطى. ويعد تدفق الحرارة الكامنة latent heat flux أمراً أكثر تعقيداً، فالمناطق الرئيسية التى تمثل مصادر بخار الماء هى مناطق المحيطات دون المدارية حيث يكون صافى الاشعاع مرتفعاً ، بحيث يكون التدفق باتجاه خط الاستواء وكذلك باتجاه القطب من مناطق المصدر حول دائرة عرض ١٠° وتكون القيم النسبية لأنواع التدفق الثلاثة بشكل تقريبى جداً كالآتى:

التدفق المحيطى : ٢٥ ٪

التدفق الجوى الديناميكى (الحرارة المحسوسة ٦٠ ٪)

تدفق الحرارة الكامنة الجوية : ١٥ ٪

وعلى هذا فإن التدفقات المحيطية وتدفقات الحرارة الكامنة لها حوالى نفس المقدار، بينما الانتقالات الناشئة عن التدفق الديناميكى قد تكون حوالى مرة ونصف مقداريهما معاً. ويشترك الثلاثة معاً لينتج عنهم تدفق يقارب الصفر عند خط الاستواء، ويصل إلى حد أقصى عند حوالى دائرة عرض ٤٠° شمالاً، و ٣٥° جنوباً.

رغم التأكيد فيما سبق على أن الدورة الجوية العامة هى أساساً رد فعل للاختلافات فى توازنات الطاقة إلا أن إدخال الاعتبار الخاص بحركة بخار الماء يشير إلى أن هناك قيوداً أو حدوداً ينبغي أن تعمل هذه الدورة العامة تحتها لكي تتم المحافظة علي المناخ بوضعه الحالى. فالجو يجب أن يعمل على المحافظة على التوازن المائى للأرض كلها بحيث يحافظ بشكل تقريباً على التوزيع والكميات الحالية للمطر والتبخر. وبالمثل فإ - يجب أن يحفظ توازناً للكتلة الجوية. كما أنه يجب أن يحافظ – أخيراً – على توازن كمية الحركة الزاوية لكوكب الأرض. وحيث أن هناك ازدواجاً خاص بالاحتكاك بين الجو وكوكب الأرض الموجود فى حركة دوران فإنه يكون هناك احتمال أن يتغير معدل الدوران كنتيجة للدورة العامة. وبشكل ما فإن كمية الحركة الزاوية الثابتة تتطلب تقريباً تساوياً بين المكونين الشرقى والغربى للرياح. ومن الضرورى أن توضع هذه الضوابط البسيطة فى الحسبان عند محاولة وصف وفهم الدورة الهوائية العامة.

الضغط الجوي

ينشأ الضغط الجوى من الحركة المستمرة لجزيئات الغازات الجوية. فهذه الجزيئات تبذل قوة كلما اصطدمت بأحد الأسطح، ويكون مجموع القوى الناشئة الواقعة على وحدة المساحات هو الضغط الجوى. وتتغير الحركة الأفقية للهواء استجابة للاختلافات الأفقية فى الضغط الجوى.

ضغط مستوي سطح البحر

تنشأ التفاوتات فى الضغط الجوى بالنسبة لكل من الزمن والمكان من التغيرات فى الطاقة ومن عدد الاصطدامات الجزيئية والتى تتحدد بشكل رئيسى بكثافة ودرجة حرارة الغاز. وأكثر أنواع الاختلافات فى الكثافة أهمية انخفاضها مع الارتفاع فى الجو، وعلى هذا يكون مقدار الضغط عن مستوى سطح البحر عادة حوالى ١٠١٣,٢ مللیبار وهذه القيمة هى التى تؤخذ كالضغط الجوى «القياسى standard» عند مستوى سطح البحر. وعلى ارتفاع ٣٠٠٠ متر يكون مقدار الضغط الجوى حوالى ٧٠ ٪ فقط من هذه القيمة بينما عند ارتفاع ١٠٠٠٠ متر يكون هذا الضغط الجوى حوالى ٣٠٠ مللیبار. وبالقرب من السطح يؤدى ارتفاع مقداره ١٠٠ متر إلى انخفاض فى الضغط الجوى مقداره حوالى ١٠ مللیبار. ويمكن لتغيرات رأسية سريعة المعدل أن تطغى على الاختلافات الأفقية ما لم تؤخذ كل الملاحظات أو القياسات الخاصة بالضغط الجوى عند مستوى متجانس. ونظراً لأن هذا يعد أمراً مستحيلاً من النواحى العملية بالنسبة لليابس فإن

القياسات تعدل باستخدام علاقات معروفة بين الارتفاع والضغط الجوى بحيث تشير كل القياسات إلى القيمة المناظرة عند مستوى سطح البحر، وعملية التعديل هذه تعرف باسم «الهبوط لمستوى سطح البحر.

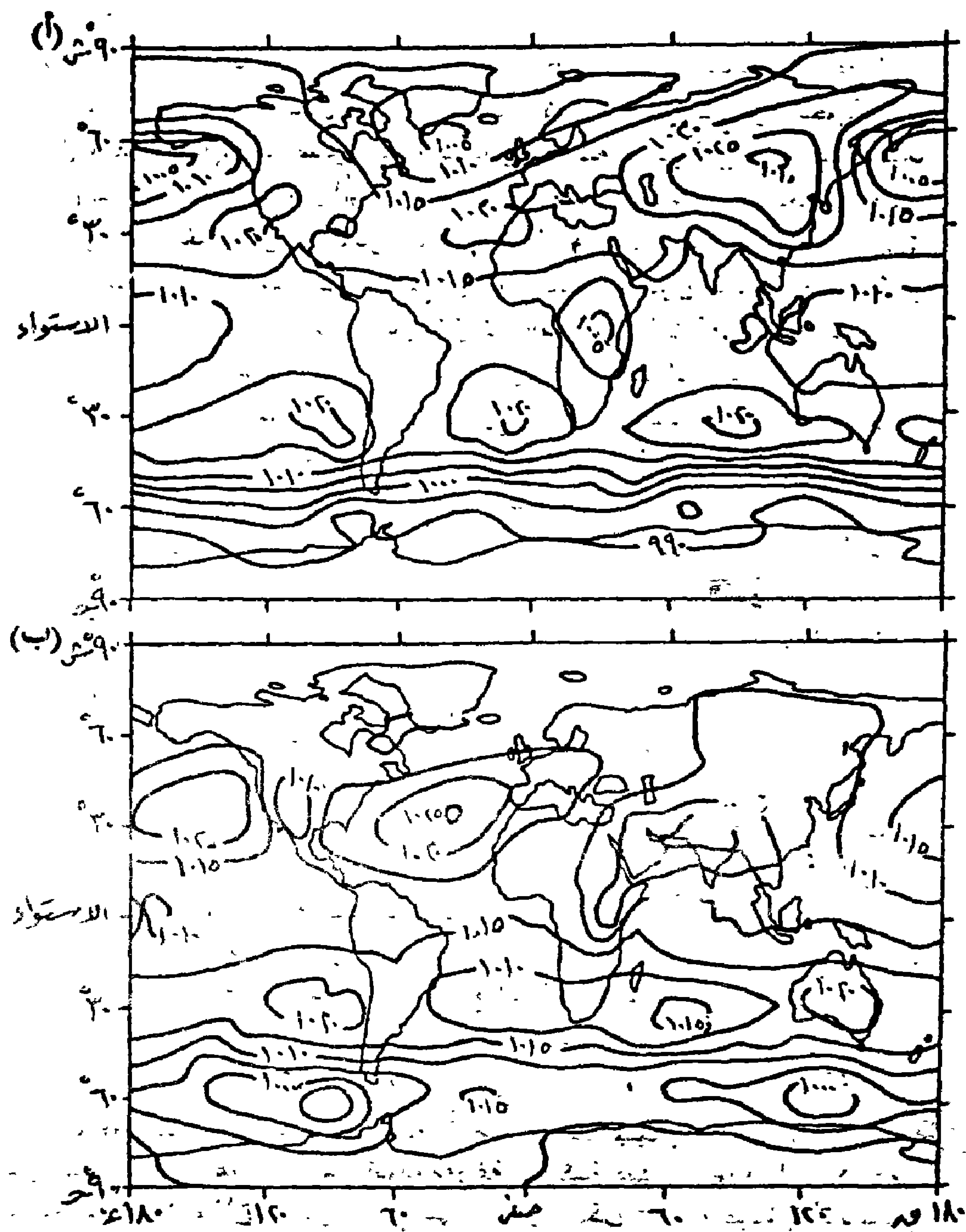
وبتصحيح القيمة المقاسة إلى القيمة المقابلة عند سطح البحر فإن القياسات المأخوذة من شبكة من محطات الرصد تعطى الشكل المميز (أو النمط) للتوزيع الأفقي للضغوط الجوية والتى تعكس مناطق أو حزم مميزة ذات ضغوط جوية عالية ومنخفضة. وهى التى نراها عادة عندما نفحص إحدى خرائط الضغط الجوى (أو خرائط خطوط الضغط المتساوى Isobaric Maps) (شكل ٣-٤) . وخط الضغط الجوى المتساوى isobar هو ببساطة خط يصل بين الأماكن ذات الضغط الجوى المتساوى. وبالنسبة للجو فالمتوقع أن يكون الضغط الجوى السطحى منخفضاً فى المناطق مرتفعة الحرارة، فيما يتفق مع قوانين الغازات العامة. ومن المتوقع أيضاً أن تكون هذه الضغوط الجوية منخفضة فى المناطق التى تحدث بها تيارات هوائية صاعدة حيث تنقل الجزيئات من على السطح. ورغم أننا لن نتناول التوزيع الجغرافى للضغط الجوى بالتفصيل إلا أن شكل (٣-٤) يوضح بجلاء مناطق معينة عالية الضغط الجوى بشكل دائم وأخرى منخفضة الضغط بشكل دائم أيضاً وهذه الملامح بالذات هى المسئولة عن السمات الرئيسية أو سمات الدورة الأولية للدورة الجوية العامة. ولبعض المناطق نشاطات جبهية مميزة وهذه المناطق هى التى تكون فيها ملامح الدورة الثانوية ذات أهمية خاصة.

تغيرات الضغط الجوي في طبقات الجو العليا

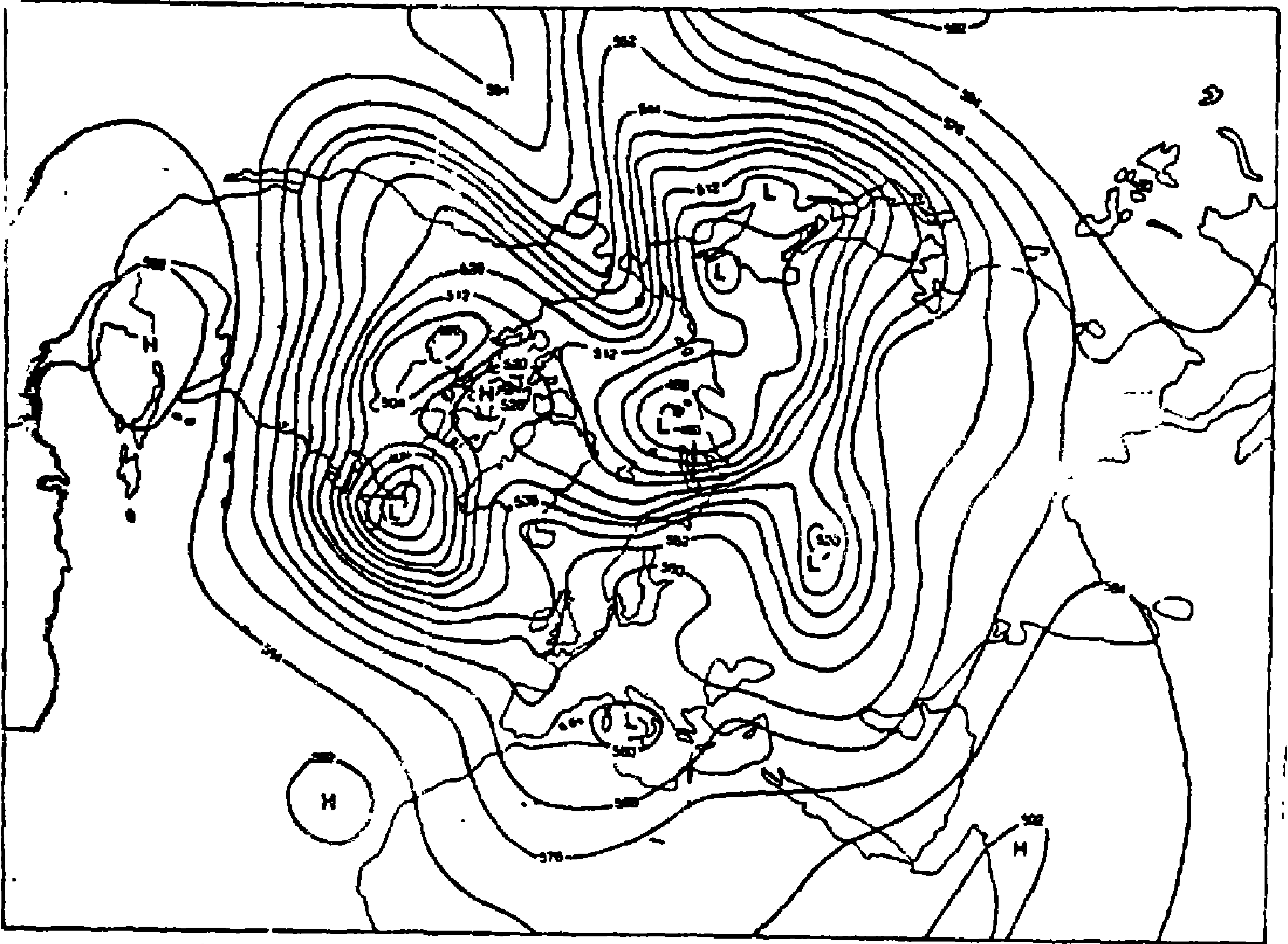
تحدث تفاوتات الضغط الجوى الأفقية أيضاً فى الجو الحر، بعيداً عن سطح الأرض، ومن الممكن وصف هذه التفاوتات باستخدام الخرائط، بإحدى طريقتين، الطريقة الأولى مشابهة بشكل مباشر خرائط خطوط الضغط الجوى المتساوى، ولكن مع استبدال سطح الأرض بمستوى معين من الجو وبهذا يتم تمثيل اختلافات الضغط الجوى عند ارتفاع ثابت. أما الطريقة الثانية – وتعد عادة أكثر ملاءمة – فيتم فيها عرض التغيرات فى الارتفاع المقابلة لسطح ذى ضغط جوى ثابت، وتشبه خرائط الأسطح متساوية (ثابتة) الضغط الجوى الناتجة هذه إلى حد ما خرائط خطوط الضغط المتساوى إلا أن الخطوط فيها تمثل ارتفاعات كنتورية وليس خطوط ضغط جوى متساو (شكل ٤-٤) وعندما نناقش الرياح المرتبطة بتغيرات الضغط الجوى سنتبين أن نوعى الخرائط فى واقع الأمر يمكن أن يفسرا بطريقة متشابهة.

قياس الضغط الجوي

يقاس الضغط الجوى عند مستوى سطح الأرض بواسطة جهاز قياس الضغط الجوى (البارومتر Barometer) . وهو يتكون من أنبوبة مفرغة، محكمة عند أحد طرفيها. ويتم غمر هذه الأنبوبة مقلوبة فى خزان صغير مفتوح ملئ بالزئبق (شكل ٩-٤)، حيث يضبط سطح الزئبق فى الأنبوبة ارتفاعه حتى يتساوى الضغط الواقع من عمود الزئبق على سطح الخزان تماماً مع الضغط الجوى. ويكون ارتفاع عمود الزئبق مقياساً لمقدار الضغط الجوى، بعد التصحيح الخاص بالتمدد أو الانكماش الراجعين إلى تغيرات درجات الحرارة.



شكل (٢-٤) : متوسط الضغط عند مستوى سطح البحر (ملليبار) كمتوسط لكل من : (أ) ديسمبر ويناير وفبراير (١٩٦٢ - ١٩٧٢)، (ب) يونيو ويوليو وأغسطس (١٩٦٢ - ١٩٧٢).



شكل (٤-٤) : خريطة لضغط ٥٠٠ مللبار ليوم ٢٠ يناير ١٩٨٤ . والارتفاعات معبر عنها بعشرات الأمتار.

ولقد أدى هذا بالطبع إلى استخدام تعبير (ملليمتر زئبق) أو حتى مجرد التعبير عن الضغط الجوى في شكل ارتفاع، بدلاً من استخدام وحدات الضغط الأساسية (ملليبار).

ويتم قياس الضغط الجوى فى الجو الحر بعيداً عن سطح الأرض، أثناء صعود أجهزة الراديوسوند ورغم أن طريقة القياس المستخدمة تتوقف على نوع جهاز الراديوسوند المستخدم بالذات إلا أن الشائع هو استخدام جهاز بارومتر من النوع المعدنى (اللاسائلي) Aneroid Barometer والذى يعتمد على تغير شكل الأسطح لجسم معدنى مرن مفرغ جزئياً مع تغيرات الضغط. هذا التغير في الشكل ينقل إلى مؤشر أو مسجل عن طريق وصلة ميكانيكية، بعد أن تكون قد تمت معايرته، تحويل هذه التغيرات الميكانيكية إلى ما يقابلها من الضغط الجوى. وهناك أجهزة أخرى تتم معايرتها بشكل مختلف نوعاً، تمثل الأساس الذى يعتمد عليه عمل أجهزة قياس الارتفاعات فى الطائرات. وأجهزة قياس الضغط الجوى مألوفة بشكل عام، حيث تستخدم فى العديد من المنازل. وفى مثل هذه القياسات للتغيرات فى الضغط الجوى – ولأن هذه القراءات تمثل قياسات موضعية فإنها لاتعكس كل التعقيدات المرتبطة بالحركات الجوية، ومع هذا ونظراً للارتباط الوثيق بين قيمة الضغط الجوى وحركة الرياح فى الجو بشكل عام، تظل هذه القياسات هى أكثر القياسات فائدة. والتى إذا استخدمت بطريقة صحيحة – لأمكنها أن

تعكس قدراً كبيراً من المعلومات عن المناخ فى وقت ما وكذلك المسار المتوقع له مستقبلاً. وفى واقع الأمر فإن الإشارة المتكررة لمستويات الضغط الجوى وتفاوتاتها عبر منطقة ما فى نشرات الأحوال الجوية والتوقعات المبنية عليها، لاسيما بالنسبة لحالات الاستقرار ودرجات الحرارة المتوقعة وسرعة واتجاه الرياح هى من الأمور المألوفة للعامة.

العوامل المؤثرة في الضغط الجوي

هناك عدة عوامل كثيرة تؤثر فى توزيع الضغط الجوى على سطح الأرض منها توزيع درجة الحرارة إذ أن ارتفاعها يؤدى إلى تسخين، الهواء وتمدده وتخلخله وبالتالى ينخفض ضغطه، بينما انخفاض درجة الحرارة يؤدى إلى تقلص الهواء وإزدياد كثافته وبالتالى يرتفع ضغطه. وللتضاريس أيضاً تأثير على توزيع الضغط الجوى إذ أن الضغط ينخفض بالارتفاع فالطبقات السفلية من الجو أثقل وزناً تبعاً لثقل الطبقات العلوية عليها، وقد قدر أن الضغط الجوى ينخفض بمعدل ٢٤ ملليبار لكل ب١٥٠ متراً (بوصة واحدة لكل ١٠٠٠ قدم) وذلك خلال الطبقات السفلى من الجو. وهناك أيضاً توزيع اليابس والماء وما له من تأثير على الضغط الجوى يتمثل فى اختلاف الحرارة عليهما صيفاً وشتاءً وما يتبع ذلك من اختلاف الضغط. كذلك لبخار الماء العالق بالجو تأثير هام على الضغط الجوى، فالمعروف أن بخار الماء أخف من الهواء الجاف. وإلى جانب ذلك فإن الهواء الذى ترتفع به نسبة بخار الماء يكون ضغطه منخفضاً عن الهواء الجاف. وإلى جانب ذلك كله هناك دورة الهواء العامة على سطح الأرض التى ترتبط بالتوزيع النظرى للضغط الجوى كما سنرى فيما بعد.

التوزيع النظري النموذجي للضغط الجوي

نعني بالتوزيع النظرى للضغط الجوى توزيع هذا الضغط على فرض أن سطح الأرض متجانس أى كله ماء أو كله يابس. وهذا التوزيع له فائدة كبيرة فى تفهم النظام العام للضغط الجوى والرياح. ولكن تجدر الإشارة إلى أن التوزيع الحقيقى للضغط الجوى يختلف تماماً عن التوزيع النظرى للضغط الجوى نظراً لتداخل عوامل كثيرة تؤدى إلى تعديلات فى نطاقات الضغط النموذجية. ويتوزع نطاقات الضغط الجوى النظرى فى الإعتدالين كما يلى (شكل رقم ٥-٤).

١ – نطاق الضغط المنخفض الإستوائى Equatorial Low . ويعرف بالرهو الإستوائى Doldrums. ويسود بين دائرتى عرض ٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. وينخفض فيه الضغط عن ١٠١٣ ملليبار. ويرجع إنخفاض الضغط إلى إرتفاع درجة الحرارة ووفرة الرطوبة، ووجود التيارات الهوائية الصاعدة. كما أن هذا النطاق يجذب إليه الرياح التجارية الشمالية الشرقية والتجارية الجنوبية الشرقية وعند إلتقائها يرتفع الهواء إلى طبقات الجو العليا.

٢ – نطاقا الضغط المرتفع فيما وراء المدارين Subtropic Highs، ويعرفان أحياناً بعروض الخيل Horse Latatudes. وينحصر هذان النطاقات بين دائرتى عرض ٢٥° ، ٣٥° شمالاً وجنوباً تقريباً، وهى مناطق هدوء يهبط فيها الهواء

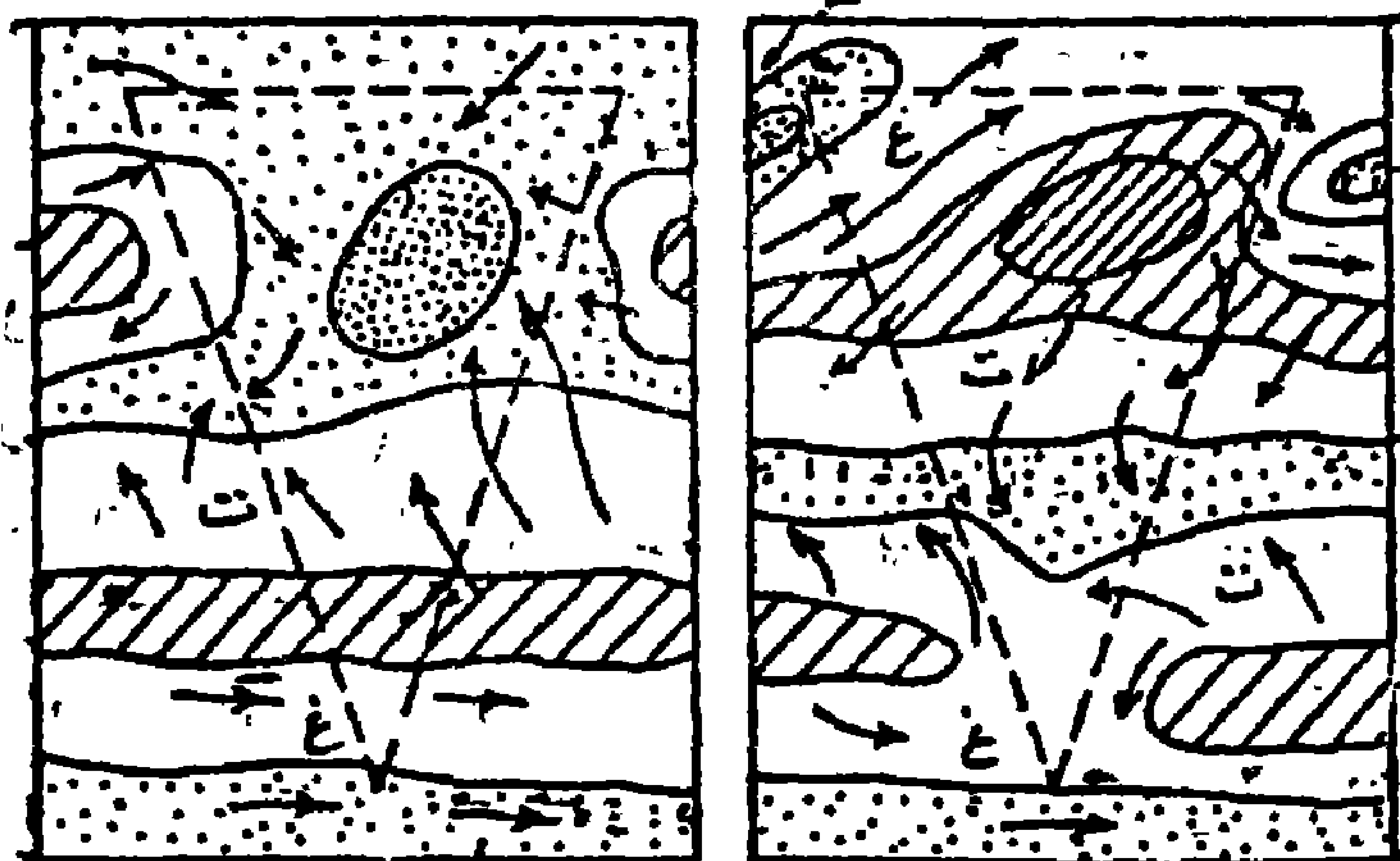
٣ – نطاقا الضغط المنخفض دون القطبي Subpolar Low ويحصر هذان النطاقات بين دائرتي عرض ٦٠° ، ٦٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويرجع إنخفاض الضغط الجوي فيها إلى وجود التيارات الهوائية العكسية من الضغط المرتفع فيما وراء المدارين والرياح القطبية وهذه تكون شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية النصف الجنوبي. وعند إلتقاء الرياح العكسية الدفيئة الرطبة بالرياح القطبية الباردة الجافة تحدث الأعاصير التي تتميز بها هذان النطاقان (شكل: ٦ – ٤).

٤ – نطاقا الضغط المرتفع عند القطبين Polar Highs ويرجع السبب في وجود الضغط المرتفع في هذين النطاقين هو شدة البرودة وإنخفاض الرطوبة ووجود التيارات الهوائية الهابطة.

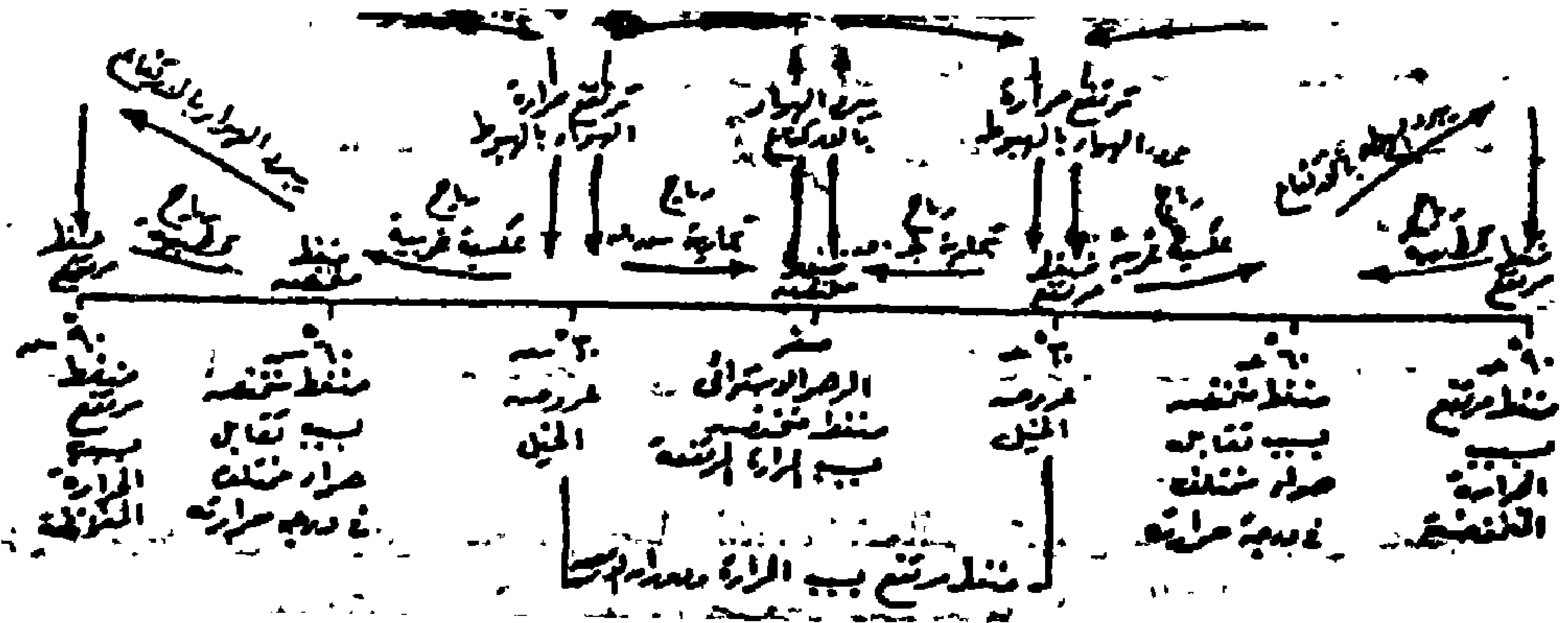
التوزيع الحقيقي للضغط الجوي

تتضافر عوامل كثيرة لتجعل من توزيع الضغط الجوي النظري متعذر الحدوث، فسطح الأرض وكما عرفنا غير متجانس (والتجانس أحد شروط التوزيع النظري) ونظراً لاختلاف كل من اليابس والماء في اكتساب وفقدان الحرارة فإن هذا يؤدي إلى تعديل في توزيع مناطق الضغط على سطح الأرض بصفة عامة وعلى نصفها الشمالي بصفة خاصة. وعلى ذلك يمكن القول أن يابس القارات يتعرض لبرودة أكثر من الماء في فصل الشتاء فإنه يتكون فوقه ضغط مرتفع، بينما يحدث العكس صيفاً ويتكون فوقه ضغطه منخفض. وهذا هو السبب الحقيقي في عدم تحقيق التوزيع النظري للضغط الجوي. ويظهر ذلك جلياً إذا ذكرنا مثلاً الضغط المرتفع وراء المدارين (توزيع نظري) في نصف الكرة الشمالي في فصل الصيف فإننا نجد أن اليابس سيسخن أكثر على الماء تبعاً لارتفاع درجة الحرارة وبالتالي ينخفض الضغط الجوي فوقه ولذلك فإن نطاق الضغط المرتفع النظري لا يتمثل على اليابس وإنما يتمثل على الماء. والعكس يحدث في فصل الشتاء إذ يبرد اليابس بسرعة أكبر من الماء فيرتفع الضغط فوقه وينخفض نسبياً على الماء، ولذلك نجد أن الضغط المرتفع النظري، يتركز على اليابس وينكمش على الماء. ومما يساعد على ذلك الاختلاف أيضاً انتقال الشمس الظاهري ما بين مداري السرطان والجدي مما يؤدي إلى إنتقال مناطق الضغط وما يتبعها من رياح شمالاً وجنوباً. ويمكن التعرف على التوزيع الحقيقي للضغط الجوي من دراسة خطوط الضغط المتساوي Isobars على خريطتي توزيع مناطق الضغط العام المرتفع والمنخفض في فصلي الشتاء والصيف (شكل رقم: ٧ – ٤ ، ٨ – ٤).

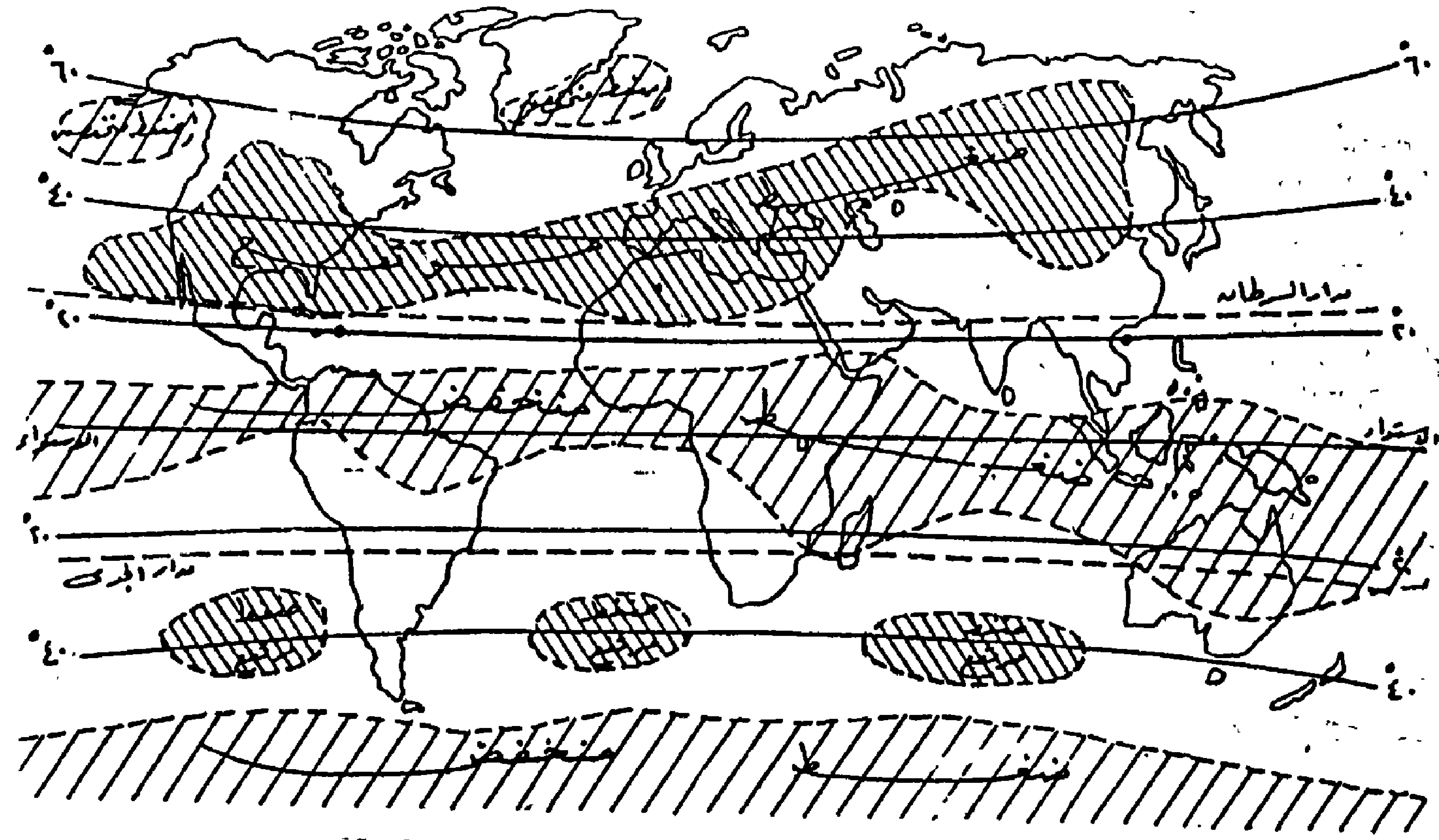
من هاتين الخريطتين يبدو أولاً أنه في فصل الشتاء الشمالي يتركز على اليابس الضغط المرتفع وراء المدارين بينما يتركز على الماء الضغط المنخفض دون القطبي في شمال المحيطين الأطلسي الشمالي والهادي الشمالي. أما الضغط المرتفع وراء المدارين على الماء فإنه ينتقل قليلاً نحو الجنوب وينكمش في مساحته بصفة خاصة فوق المحيطين الأطلسي والهادي. أما في نصف الكرة الجنوبي فنظراً لوجود فصل الصيف فإن اليابس ترتفع درجة حرارته ويتكون عليه ضغط منخفض. بينما يتمثل الضغط المرتفع وراء المدارين على المحيطات فقط.



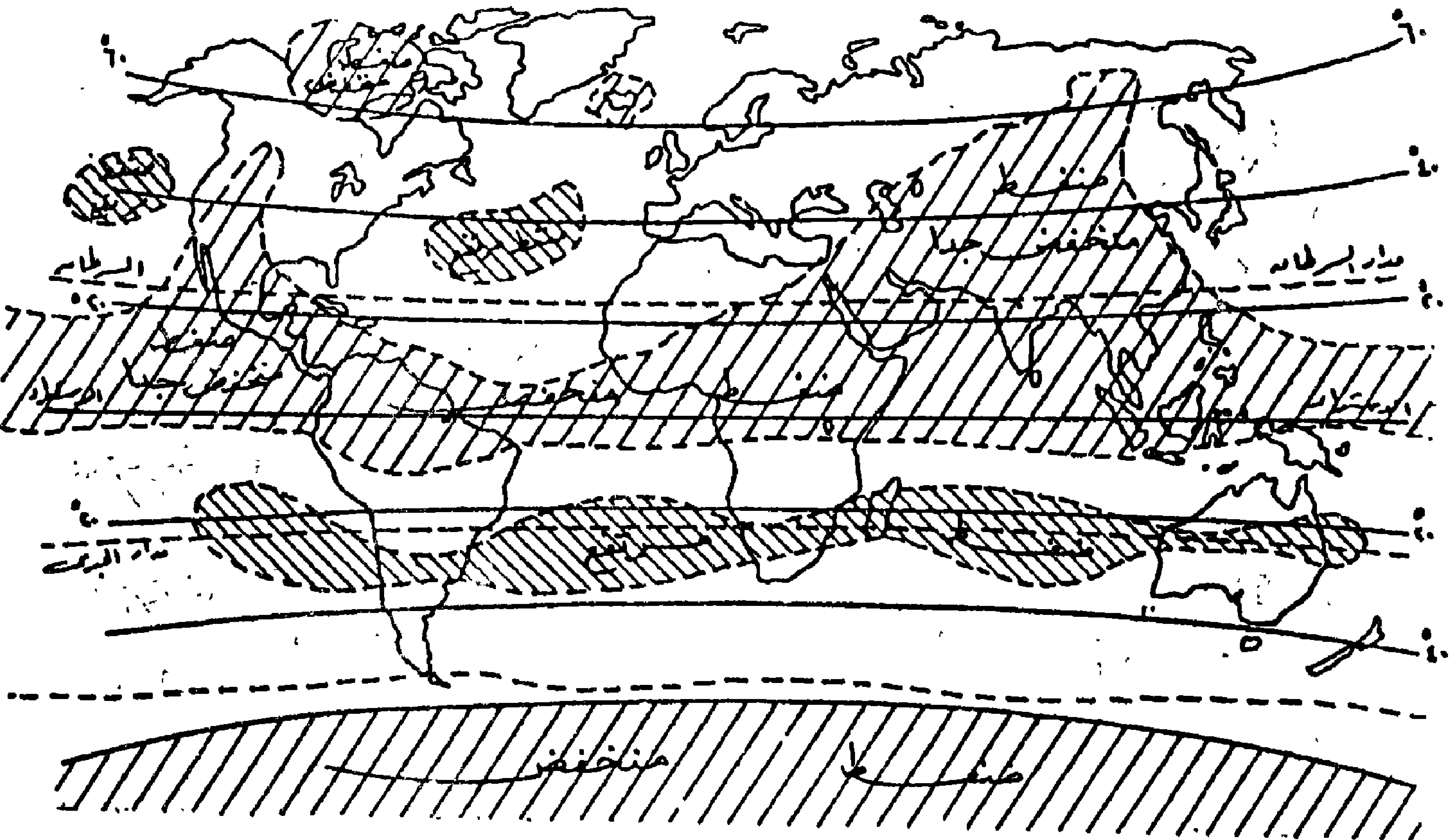
شكل (٤-٥): التوزيع النظري للضغط الجوي



شكل (٤-٦): علاقة الرياح بالضغط الجوي على سطح الأرض



(شكل (٧ - ٤) : التوزيع الحقيقي للضغط الجوي في فصل الصيف

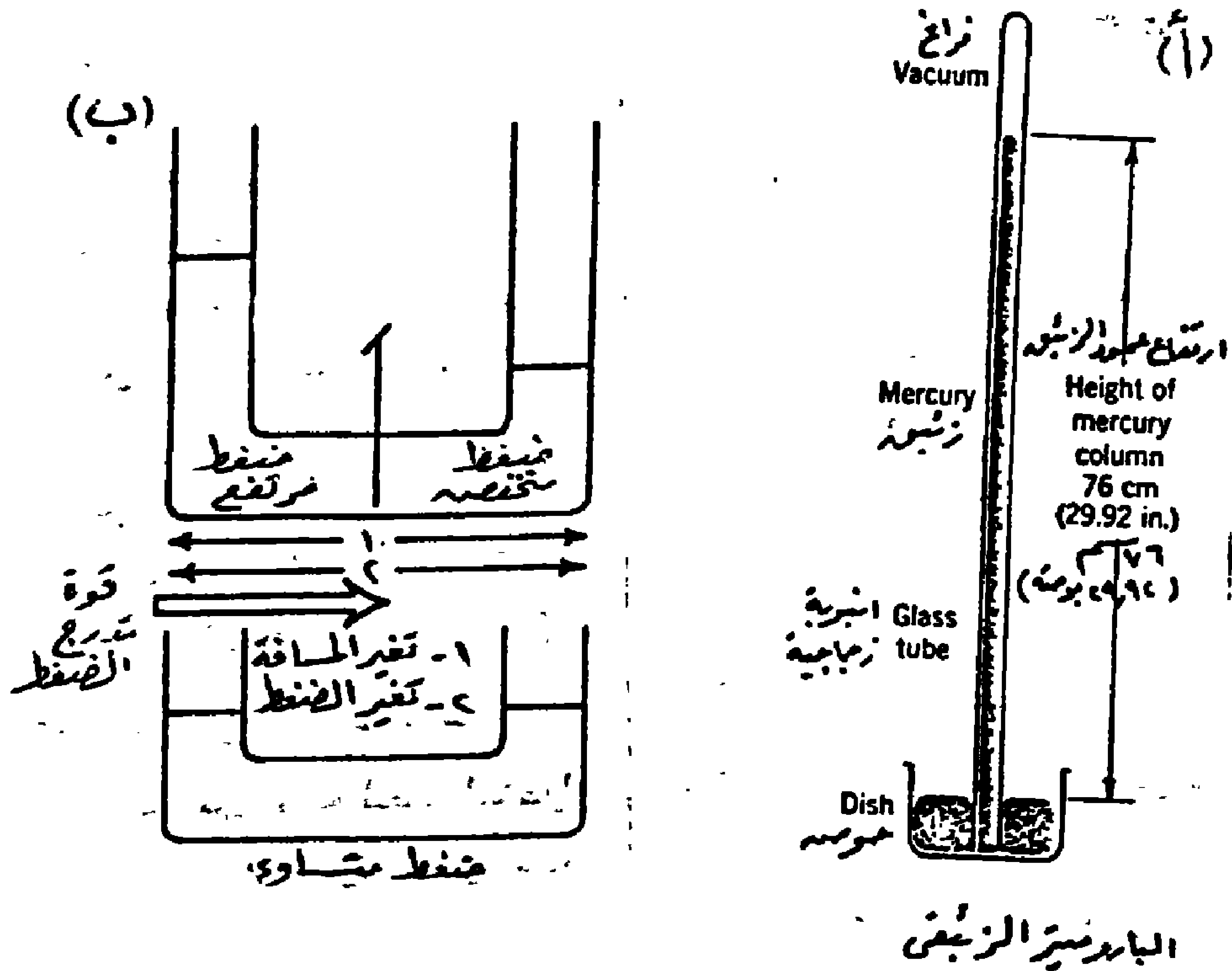


(شكل (٨ - ٤): التوزيع الحقيقي للضغط الجوي في فصل الصيف

أما نطاق الضغط المنخفض دون القطبى فيتمثل على المحيطات فقد لعدم وجود يابس فى هذه العروض. ثانياً – يتغير فى فصل الصيف الشمالى توزيع الضغط الجوى تغيراً تاماً وبصفة خاصة على اليابس، فارتفاع درجة الحرارة على اليابس يؤدى إلى وجود ضغط منخفض على النقيض من التوزيع النظرى الذى يشير إلى ضغط مرتفع عند عروض الخيل. أما الضغط المرتفع فيقتصر وجوده على المحيطات فقط حيث توجد منطقة الضغط المرتفع الأزورى (نسبة إلى جزر آزور فى المحيط الأطلسى). وأخرى حول جزر هاواى فى المحيط الهادى. أما فى النصف الكرة الجنوبى فنظراً لاتساع المسطحات المائية وقلة مساحة اليابس فإن ذلك يؤدى إلى عدم وجود اختلافات كثيرة بين حرارة اليابس والماء وبالتالى يقلل من حدة الاختلافات فى الضغط الجوى بين فصلى الشتاء والصيف كما هو واضح من الخريطتين.

القوي الناشئة عن التدرج في الضغط الجوي

وتتمثل القوة الدافعة لكل صور حركات الهواء فى تغيرات الضغط الجوى. وبالنسبة للاختلافات الأفقية فى الضغط الجوى فإنه نتيجة للتدرج فى الضغط الجوى هذا تنشأ قوة بحيث تعمل من الضغط الجوى العالى إلى الضغط المنخفض الجوى (شكل ٩-٤).



شكل (٩-٤) : (أ) أجهزة قياس الضغط الجوي، (ب) رسم تخطيطي يوضح قوة تدرج الضغط الجوي.

ورغم وجود قوة ناشئة عن التدرج في الاتجاه الرأسي أيضاً، تعمل لأعلى، إلا أنها تكون معادلة بالضبط تقريباً بقوة الجاذبية التي تعمل لأسفل. وفي ظروف معينة فقط، مثلما يحدث أثناء تكون السحب، تكون الحركة الرأسية هامة. إلا أن القوة الأفقية – بشكل عام – هي أكبر من القوة الرأسية بحوالي ثلاث رتب كاملة بالنسبة لمعظم مستويات الحركة الجوية. كما أن سرعة الرياح الأفقية تكون أعلى بكثير من سرعة الرياح الرأسية. ومن أجل دراستنا الحالية فإن الافتراض بأن الرياح لها مكون أفقي فقط يعد افتراضاً مبسطاً وملائماً لهذا الأمر.

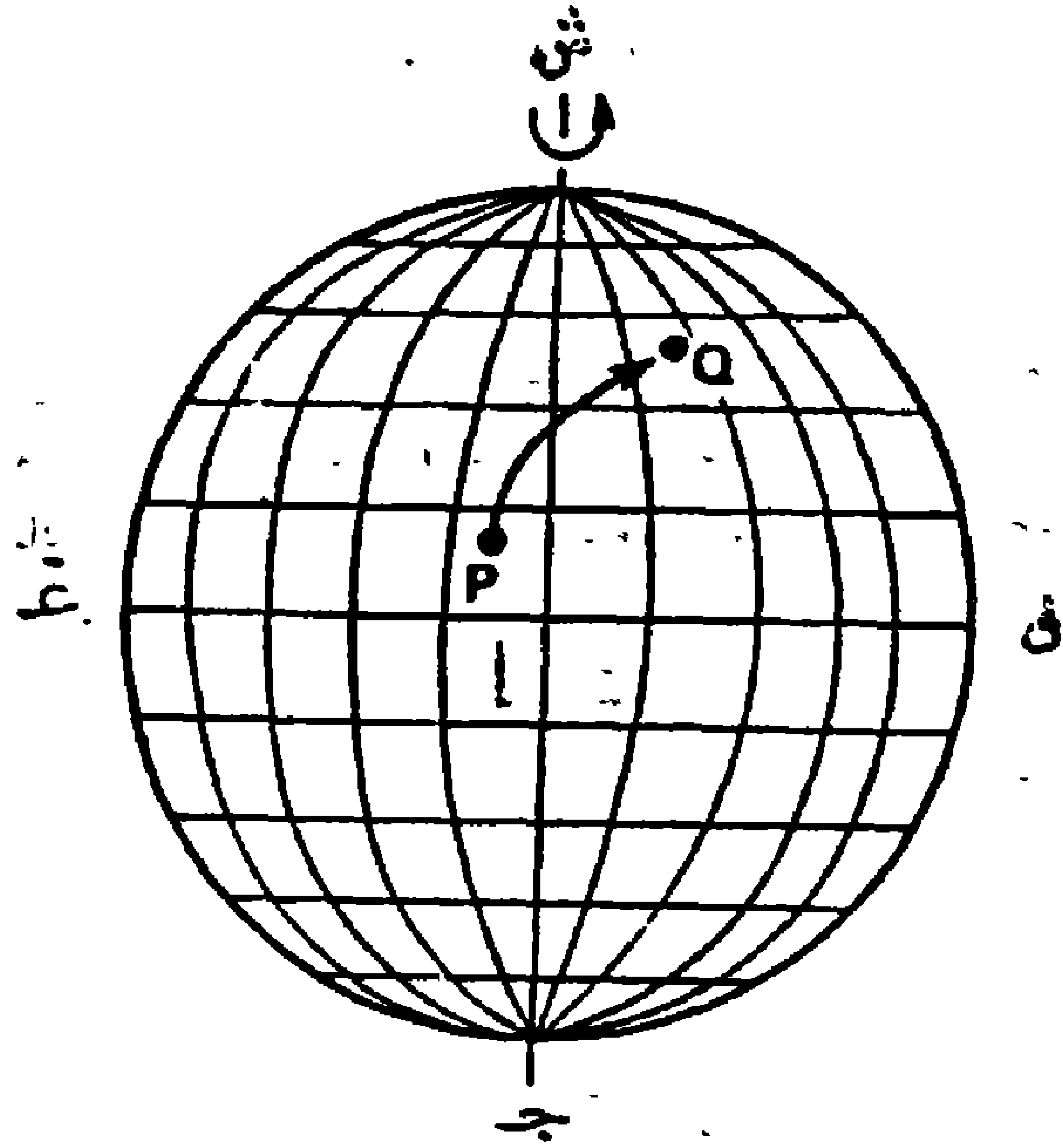
قوة كوريولي

تتوقف سرعة الهواء، على كوكب يدور، على قوة التدرج في الضغط هذه، إلا أن الدوران يحدث تغييراً في اتجاه الحركة. وتبعاً لقانون نيوتن الثاني فإن قوة أخرى ناشئة عن الدوران تؤثر على الجسم الهوائي المتحرك وهذه القوة هي التي تعرف باسم قوة كوريولي Coriolis' force . فأي جسم منطلق عبر سطح الأرض بسرعة معينة سيتعرض لقوى ظاهرية تميل إلى إدارته (تسبب انحراف مساره) إلى اتجاه اليمين في إطار يدور في الاتجاه المضاد لاتجاه عقارب الساعة (كالنصف الشمالي من الكوكب مثلاً كما يرى من الفضاء) (انظر شكل ١٠– ٤) وإلى اتجاه اليسار في إطار يدور اتجاه دوران عقارب الساعة (نصف الكرة الجنوبي كما يرى من الفضاء)، وتعمل هذه القوة الإضافية على كل الأجسام المنطلقة أو المتحركة في نطاق الإطار الدائر للأرض. ويمكن فهم هذا الانحراف بسهولة أكثر بالتفكير في سطح كوكب الأرض كما لو كان يشبه بالتقريب قرصاً عند الموقع المعنى. ويعبر عن دوران هذا القرص حول مركزه (الخط الرأسي المحلي بالمقدار م جا هـ حيث م تمثل معدل دوران الأرض، و جا هـ جيب درجة عرض الموقع. وكما يلاحظ في شكل (١١ – ٤) فإن أي جسم منطلق يبدو متحركاً إلى اليمين نتيجة دوران هذا القرص. وبالتالي وبالنسبة للمراقب ذو الموضع الثابت الواقف عند مركز القرص، فإن هذا الجسم المتحرك القادم من عند الحافة والتي تتحرك بسرعة حول المركز أكبر من سرعة الجزء الداخلي من القرص، يبدو منحرفاً في مساره إلى اليمين. ويعبر عن العجلة الظاهرية الإضافية المعطاة لكل صور حركات الهواء حول الأرض بالعلاقة:

عجلة كوريولي = (٢ م جا هـ) ف

حيث ف تمثل سرعة الجسم المتحرك. والكمية التي تعرف بمؤشر أو قوة كوريولي التي هي كمية ثابتة بالنسبة لدائرة عرض معينة .

وهذه القوة إذن تتناسب طردياً مع سرعة تحرك الهواء وكذلك تزداد بزيادة دوائر العرض. ورغم صغر قيمة معامل أو قوة كوريولي إلا أن هذه القوة هي التي تعطي المكون الشرقي / الغربي للحركات الجوية الميريديانية أو الزوالية (الحركات باتجاه خطوط الطول).



شكل (١٠-٤) : يوضح الشكل الاتجاه (P إلى Q) الذي يأخذه جسم منطلق نتيجة لدوران الأرض، عندما تكون سرعته الابتدائية باتجاه القطب الشمالي. وبمجرد الحركة - فإن الجسم يبدو وكأنه ينحرف باتجاه اليمين كلما اقترب من القطب.

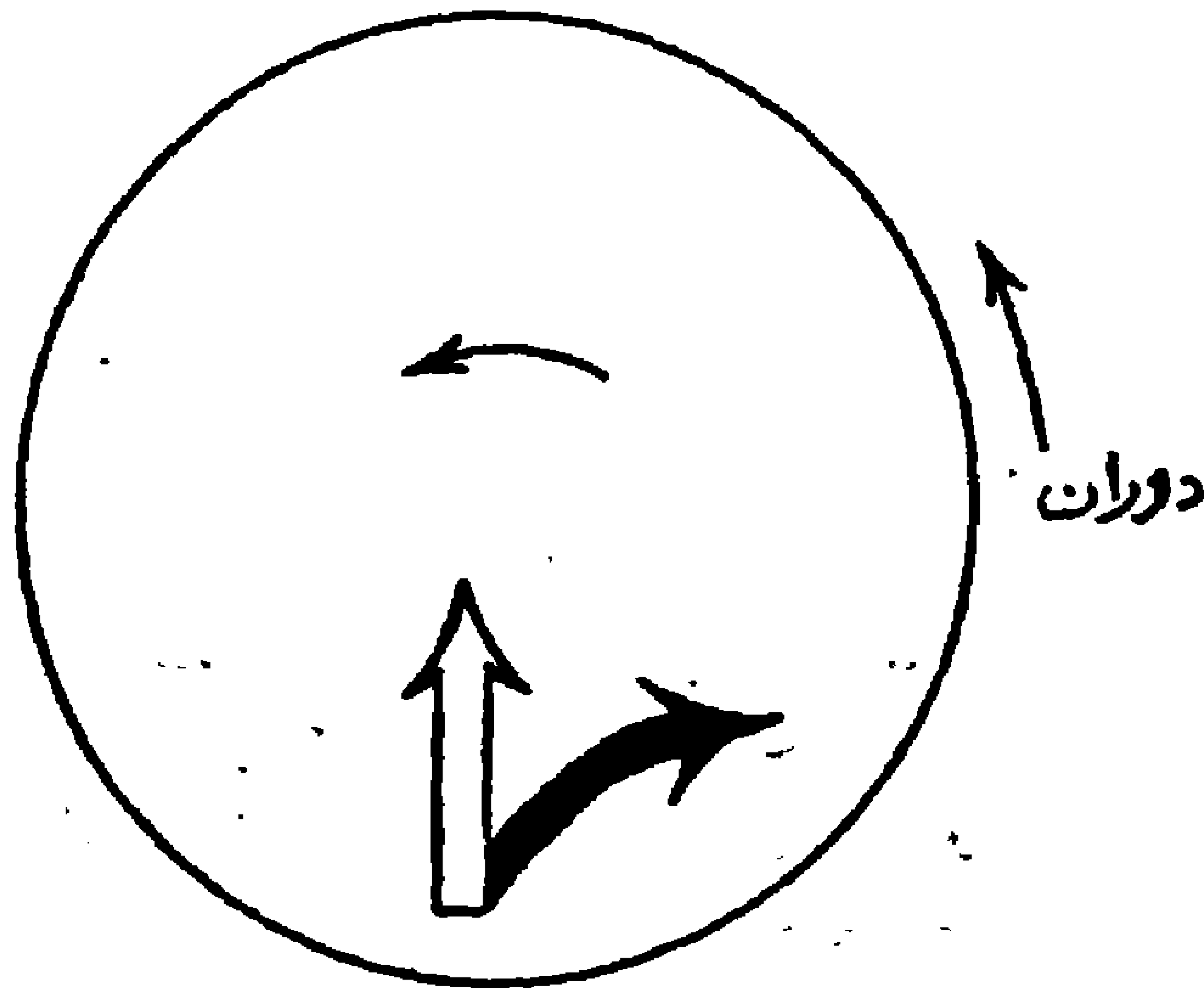
الرياح المتوازية (الجيوستروفية Geostrophic)

عندما تكون خطوط الضغط الجوى المتساوى خطوطاً مستقيمة ومتوازية وعندما نتناول حركة في الجو الحر بعيداً عن التأثيرات الناتجة من الاحتكاك السطحى للأرض فإن التدرج فى الضغط الجوى وقوة كوريولى فقد تؤثران على جسم من الهواء . فالقوى الناشئة عن التدرج فى الضغط الجوى تبدو الحركة وفى الحال تبدأ قوة كوريولى عملها والذى يؤدى إلى انكسار مسار الحركة. وتصل القوتان بسرعة إلى حالة اتزان(*) ويكون هناك تدفق متوازن بين قوتين متساويتين. وينشأ عن هذا التدفق رياحاً تعرف باسم الرياح الجيوستروفية المتوازية geostrophic wind(**). على هذا فإن هذه الرياح تهب موازية لخطوط الضغط الجوى المتساوى بحيث يكون الضغط منخفض على اليسار (أو على اليمين) إذا وقفت مولياً ظهرك

(*) يبدأ اتجاه الحركة الطبيعى باتجاه التدرج (الانحدار) فى الضغط الجوى، حيث يكون اتجاه الحركة عمودياً على خطوط تساوى الضغط الجوى. ويؤدى تأثير قوة كوريولى إلى دفع الحركة إلى يمين خط سيرها (فى نصف الكرة الشمالى). وكلما زادت السرعة كلما عظمت قوى الانحراف لأنها تتناسبها طردياً. ويستمر هذا الأمر إلى أن تسير الرياح فى اتجاه خطوط الضغط الجوى المتساوى (أى عمودية على منحدر الضغط) وتصبح سرعتها ثابتة وتعرف حينئذ برياح الجيوستروفية.

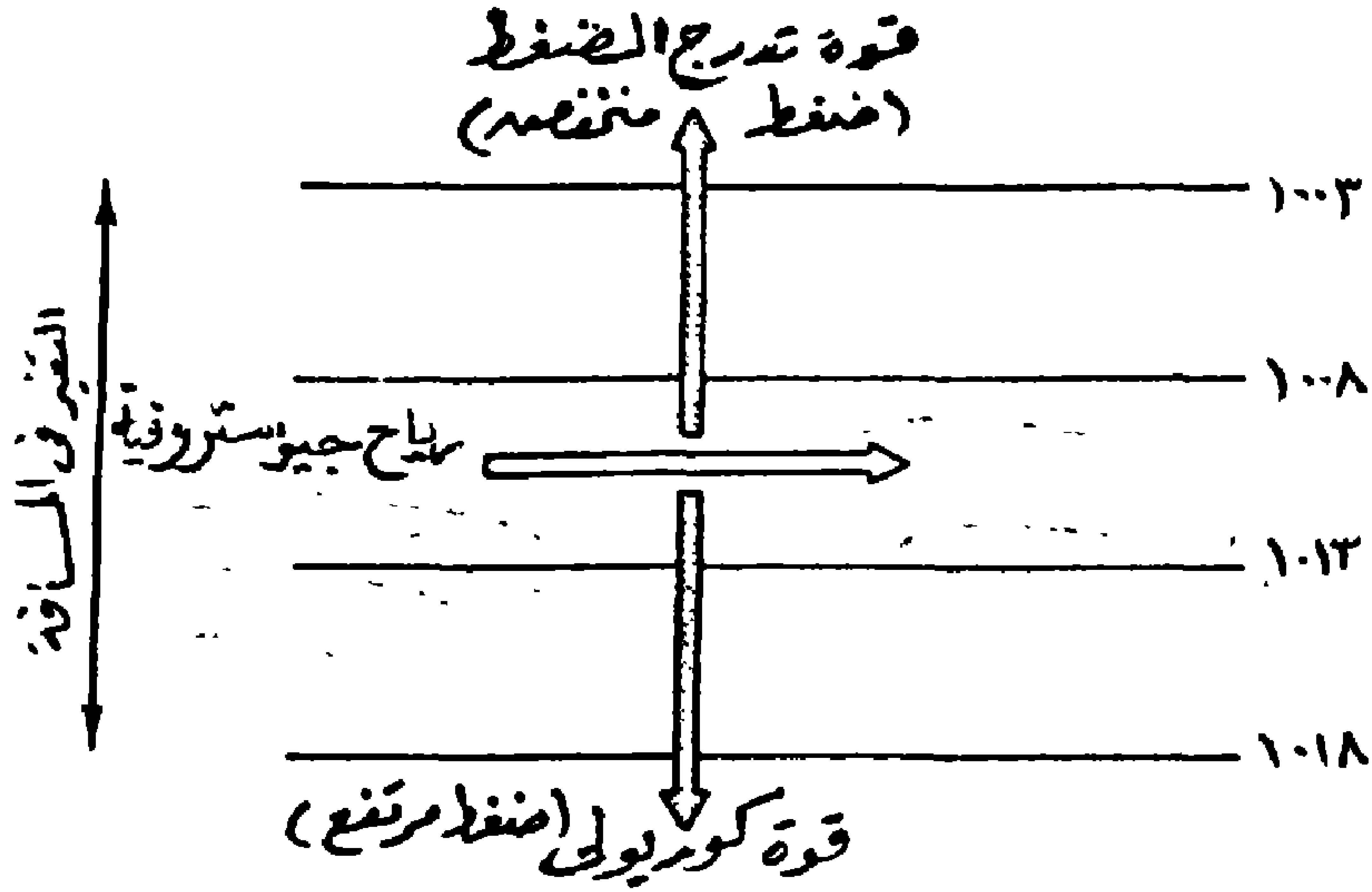
(**) الرياح الجيوستروفية هى الرياح التى توجهها حركة الأرض.

للرياح في نصف الكرة الشمالي (أو نصف الكرة الجنوبي) شكل (١٢-٤) وتكون سرعتها متناسبة مع المسافات بين خطوط الضغط المتساوي. وتكون هذه الرياح الجيوستروفية المتوازنة والتي تقدر بالكامل من قياسات توزيع الضغط - مماثلة تماماً للرياح الفعلية عندما تكون خطوط الضغط المتساوي مستقيمة ومتوازية. وتكون الحركة بعيدة بقدر كاف عن سطح الأرض. وفي الواقع فإن من النادر أن تفي الأحوال الفعلية بهذه الشروط. غير أنه في معظم الوقت لاتكون خطوط الضغط الجوي المتساوي شديدة الانحناء كذلك. وبذا تحقق الرياح المتوازنة تقريباً جيداً للرياح الحقيقية. وبالتالي فإنها تمكننا في هذه الحالات من الحصول على صورة أفضل بكثير عن الرياح مما يمكن الحصول عليه من عمليات الرصد والقياس المباشرة، والتي تكون عادة قليلة ومكلفة. وهذا الأسلوب التقريبي يمكن أن يستخدم بدقة فيما بعد دائرة عرض ٣٠° في اتجاه القطبين، وذلك لأنه في المناطق الاستوائية تقترب قوة كوريولي من الصفر وبالتالي لايكون هناك انحراف قوي لاتجاه الرياح.



شكل (١١-٤) : الانحراف (السهم الأسود) إلى اليمين بالنسبة لجسم منطلق (اتجاهه الأصلي موضح بالسهم الأبيض) متجه عبر سطح قرص يدور ضد اتجاه دوران عقارب الساعة.

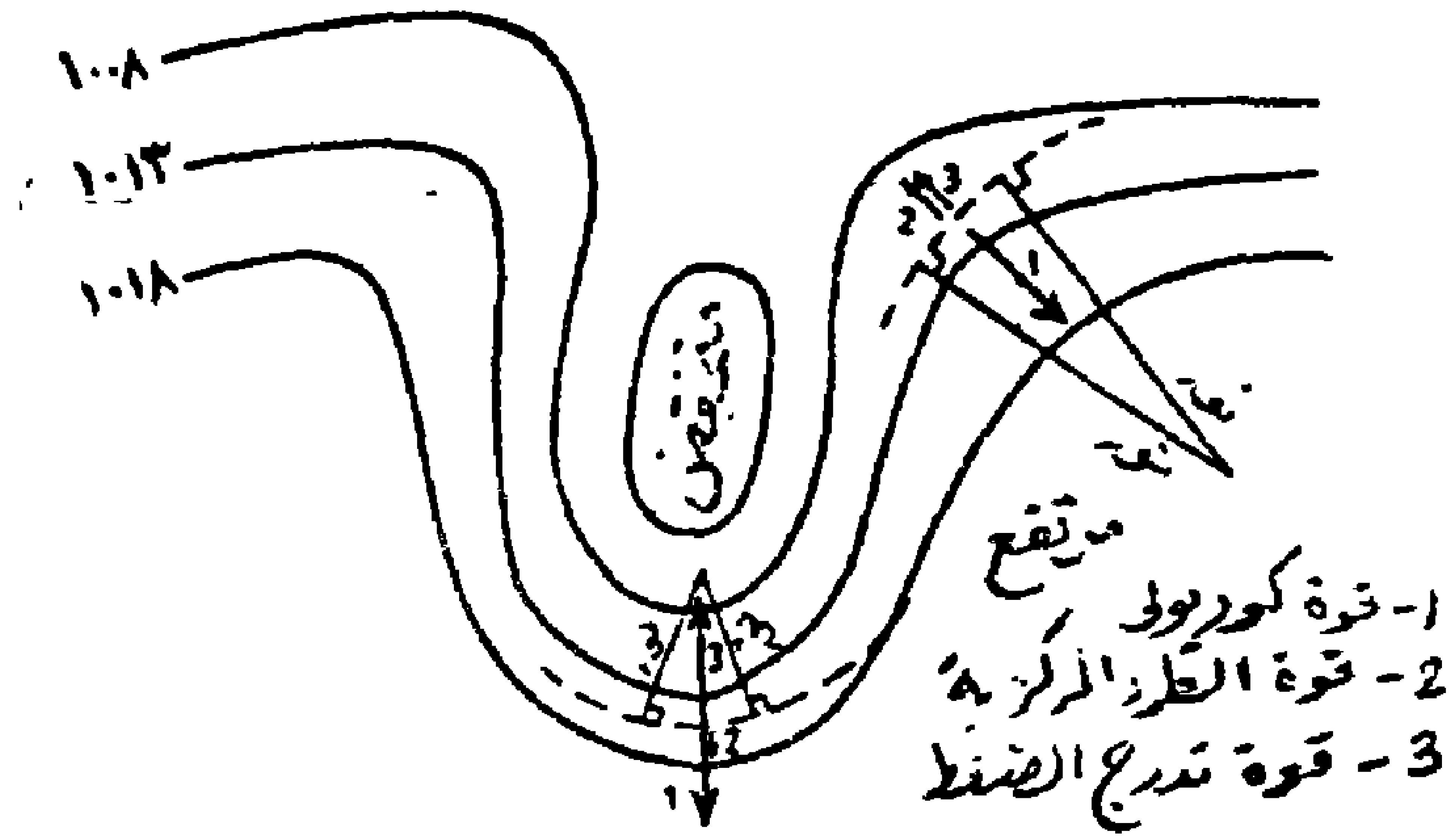
ونادراً ما تكون خطوط الضغط الجوي المتساوي خطوطاً مستقيمة. ففي معظم الأحيان تكون لها درجة انحناء معينة إما اعصارية Cyclonic حيث تتخذ حركة الهواء اتجاهاً ضد اتجاه دوران عقارب الساعة حول منطقة ذات ضغط جوي منخفض، أو ضد اعصارية Anticyclonic وفيها تكون حركة الهواء في اتجاه دوران عقارب الساعة حول نظام من الضغط الجوي العالي (ملاحظة هذه الاتجاهات هي الاتجاهات الخاصة بنصف الكرة الشمالي، وينبغي أن تؤخذ الاتجاهات المضادة لها عند اعتبار نصف الكرة الجنوبي). إلا أنه فيما عدا حالات الحركات صغيرة المستوى أو الحركات المرتبطة بالعواصف الشديدة أو الناتجة عنها، فإن التقريب الجيوستروفي يظل صحيحاً بالنسبة لهذه الحركات المنحنية.



شكل (١٢ - ٤): الرياح الجيوستروفية، والتي تمثل نتيجة التوازن بين قوتي تدرج الضغط وكوريولي، المتضادتين

رياح التدرج

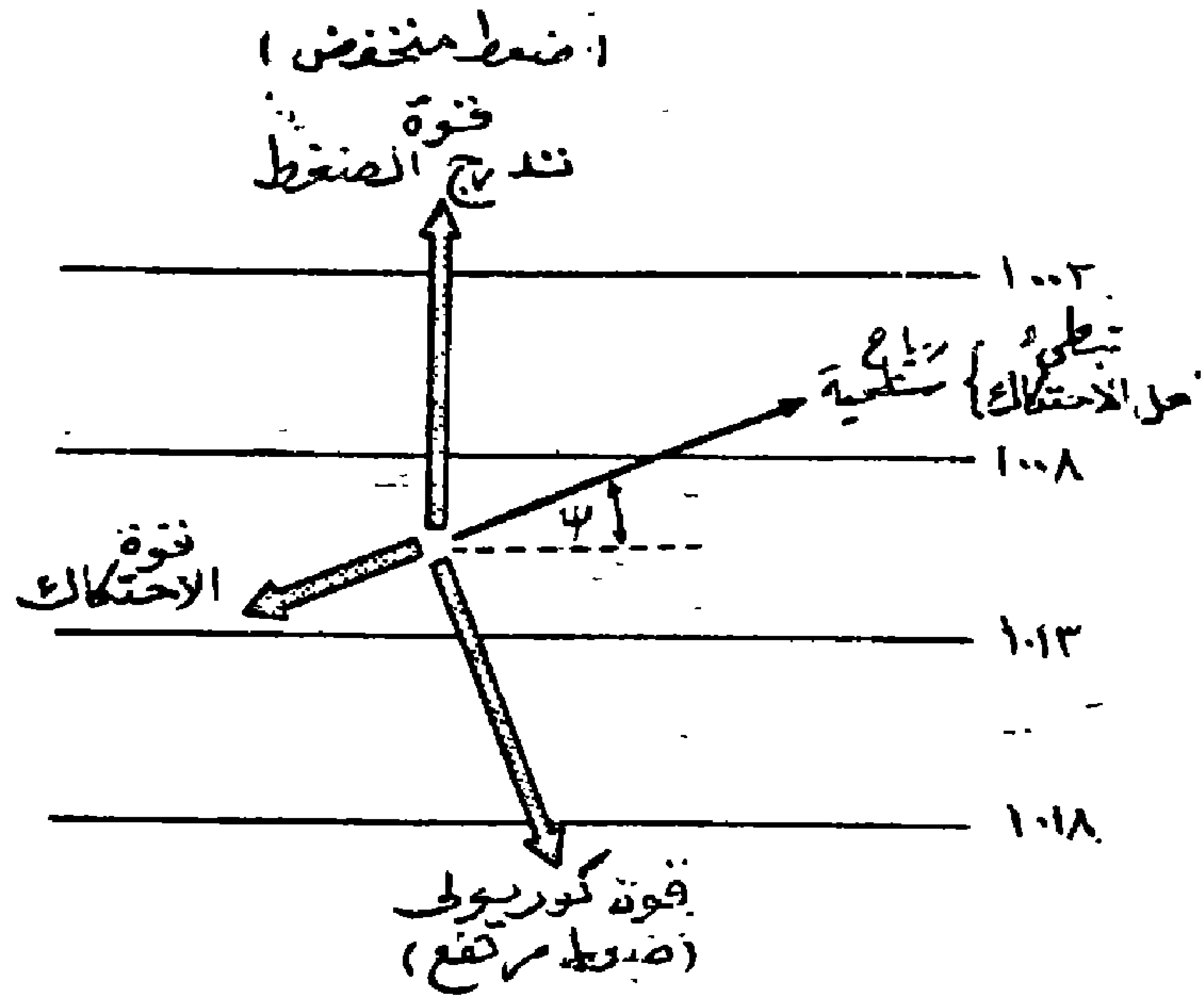
عندما تكون خطوط الضغط الجوى المتساوى منحنية بشكل واضح فإن قوة ثالثة، هي قوة الطرد المركزى Centrifugal Force، يجب أن تؤخذ فى الحسبان. وهذه القوة تعمل إلى الخارج من المركز، بالنسبة لأى حركة. ويمكن توضيحها بسهولة بواسطة تحريك قطعة من الحجر مثلاً مربوطة بخيط، فى شكل دائرة، فالشد الذى يشعر الذراع به أثناء هذه الحركة هو تعبير عن هذه القوة، وفى حالة الدوران حول منطقة ضغط جوى مرتفع، تكون هى القوة فى نفس اتجاه قوة تدرج الضغط، وبالتالى فإنها تؤدى إلى زيادة فى سرعة الرياح عن تلك السرعة المحسوبة للرياح الجيوستروفية. بينما فى حالة الدوران حول منطقة مركز ضغط جوى منخفض فإن قوة الطرد المركزى تضاد فى اتجاهها اتجاه قوة تدرج الضغط، وتقلل من سرعة الرياح (شكل ١٣-٤)، وتعرف الرياح الناتجة عن توازن القوى الثلاث برياح التدرج gradient wind. ويكون اتجاه هذه الرياح – شأنها فى هذا شأن الرياح الجيوستروفية – موازياً لخطوط الضغط الجوى المتساوى. وتختلف سرعة رياح التدرج بشكل كبير عن سرعة الرياح الجيوستروفية فقط فى حالة وجود انحناء شديد عند تدرجات الضغط الكبيرة جداً. ففى حالة اعصار مدارى (هاريكين Hurricane) – على سبيل المثال – يمكن أن تكون سرعة التدفق الجيوستروفى المحسوب ٥٠٠م ث$^{-1}$، بينما تكون سرعة رياح التدرج ٧٥م ث$^{-1}$ فقط.



شكل (١٢-٤) : التوازن ثلاثي الاتجاهات بين قوة تدرج الضغط الأفقية (3)، وقوة كوريولي (1) ، وقوة الطرد المركزي (2) للتدفق الجوي على طول مسار منحني (الخط المتقطع) له نصف قطر انحناء. وتعرف الرياح الناتجة برياح التدرج.

الرياح القريبة من السطح

بالاقتراب من سطح الأرض يتزايد الشعور بالاحتكاك السطحي للأرض بشكل متزايد. وتعمل قوة الاحتكاك Frictional Force ضد تدفق الهواء بصورة مباشرة فتؤدى إلى التقليل من سرعة الرياح. ونظراً لأن قوة كوريلى هى دالة لسرعة الرياح، فإنها تنخفض كذلك، ويصبح التدفق – حتى فى وجود خطوط ضغط جوى متساوى مستقيمة وموازية – تدفقاً غير متوازن (شكل ١٤-٤) وينتج نوع من التدفق المتقاطع مع خطوط الضغط المتساوى متجهاً نحو الضغط المنخفض. وتتوقف الزاوية التى يقطع بها اتجاه الهواء خطوط الضغط الجوى المتساوى على مقدار قوة الاحتكاك. فسطح الماء الأملس نوعاً، نادراً ما يتسبب فى حدوث تدفق إلى الضغط الجوى المنخفض بزاوية تزيد عن ٨° مع خطوط الضغط الجوى المتساوى. بينما سطح أرض متعرج كثير التضاريس قد يؤدى إلى حدوث زاوية قد تزيد عن ٢٥°. أما مناطق السطح ذات الخشونة العالية، فالغالب أنها تخلق نمط دورة خاصة بها فى طبقات الهواء الأكثر انخفاضاً وليس أن تعدل فقط من مسار الرياح الجيوستروفية.



شكل (٤-١٤): يتمثل تأثير الاحتكاك السطحي (أي التحريك ضد اتجاه دوران عقارب الساعة) في رد الرياح السطحية مقارنة باتجاه التدفق الجيوستروفي وكذلك خفض سرعتها.

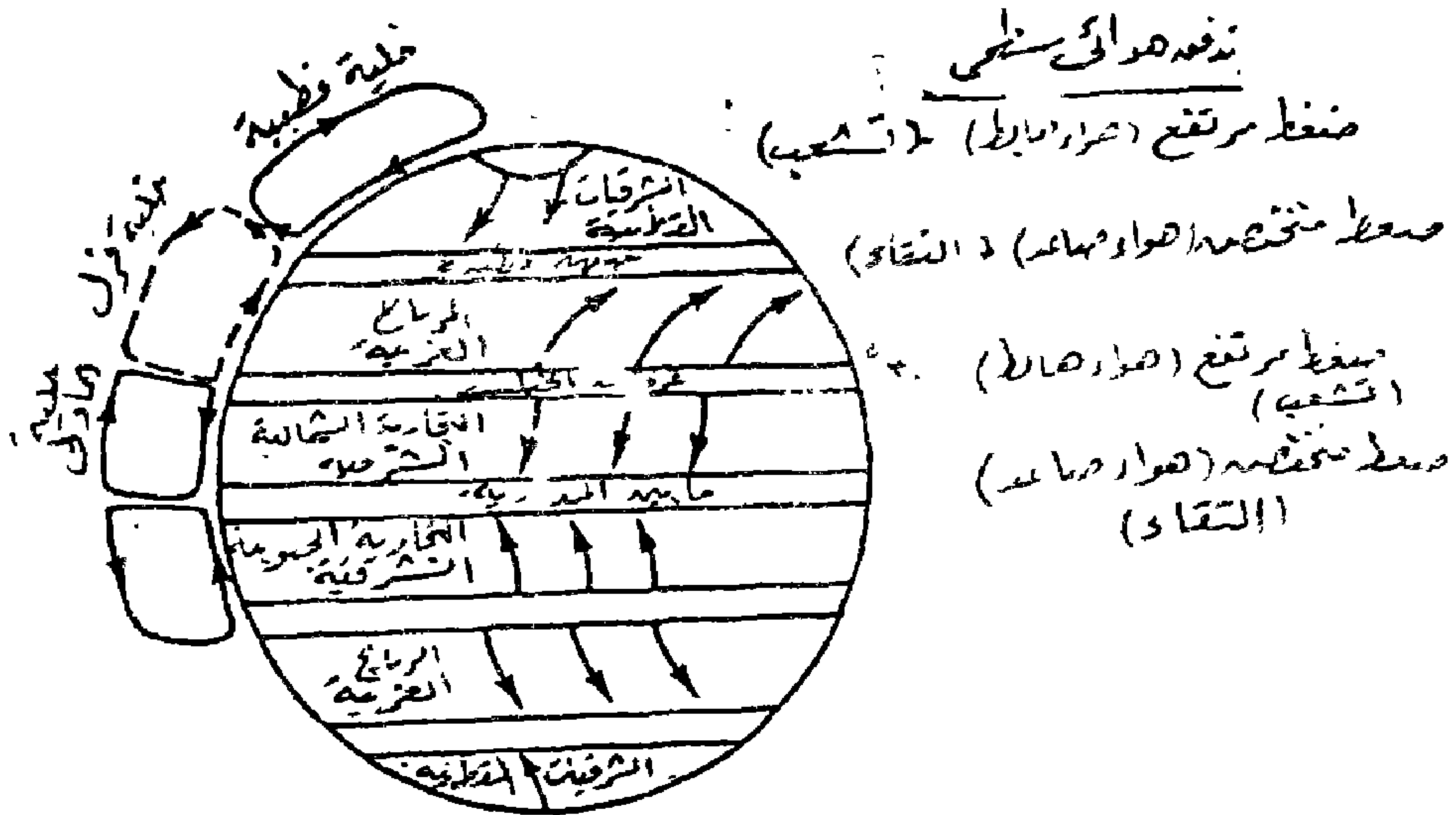
وتبلغ قوة الاحتكاك أقصى قيمة لها على السطح مباشرة وتتناقص تدريجياً مع الارتفاع حتى تصبح غير ذات تأثير، وعندها يصبح التقريب الخاص بالرياح الجيوستروفية (المتوازنة) تقريباً صحيحاً. وهذا الانخفاض فى قوة الاحتكاك مع الارتفاع يؤدى كذلك إلى تغير اتجاه الرياح مع الارتفاع فى اتجاه دوران عقارب الساعة فيما يعرف أحياناً باسم حلزون ايكمان Ekman spiral. وتعرف الطبقة التى يكون فيها الاحتكاك مؤثراً باسم طبقة الاحتكاك ويكون الجوفيما فوقها جواً حراً.

وعند استخدام مفهوم الجو الحر، يفترض أن الحركات كانت كلها أفقية، أو على الأقل قريبة من الأفقية، وبالتأكيد فإنه بالنسبة لأى مستوى معين يعطى التقريب الجيوستروفى فكرة جيدة عن أنماط تدفق الهواء. ولكن التفاعلات والتداخلات بين المستويات، لاسيما عندما تكون هناك اختلافات مكانية فى درجات الحرارة يمكنها أن تؤدى إلى خلق حركات رأسية.

الدورة العامة للجو

كان التعرف على خصائص الدورة العامة للجو هو القضية المركزية فى كل من علم الارصاد الجوية والمناخ منذ بداية عهدهما كعلمين مستقلين. وقد سارت الملاحظات المقاسة

والنظريات معاً في هذا الأمر، وعندما زادت عمليات الرصد السطحية بشكل كافي لكي تغطي تقريباً سطح الأرض بالكامل، نشأ نموذج الدورة العامة والمعروف بالنموذج ثلاثي الخلايا Three-cell Model كنظرية تتفق مع الحقائق والمعلومات المعروفة (شكل ١٥-٤). رغم أن هذا النموذج يعد الآن مغالياً في التبسيط إلا أنه لازال يمثل وسيلة منطقية مفيدة.



شكل (١٥-٤) : الدورة الجوية ثلاثية الخلايا ، مناطق الضغوط المرتفعة والمنخفضة، واتجاه تدفق الرياح السطحية

وقد نشأ النموذج من الملاحظات بأن هناك أحزمة إقليمية من الضغط الجوى المنخفض حول خط الاستواء وأيضاً «بشكل أقل تحديداً» حول دائرة عرض ٦٠° . وأن منطقة الضغط الجوى المرتفع تسود حول دائرة عرض ٣٠° وعند القطبين، وحيث أن الضغط المنخفض يرتبط بالتقارب وبالهواء الصاعد كما أن الضغط الجوى المرتفع يرتبط بالهواء الهابط وبالتباعد السطحي فقد كان تحديد الخلايا الثلاث أمراً بسيطاً نسبياً. وكان المفترض أن الخلايا المدارية والقطبية تنشأ بتأثيرات التسخين السطحي وأطلق عليهما تعبير «مباشرة حرارية» (أى التى يحدث فيها صعود فوق المناطق الدافئة وهبوط فوق المناطق الباردة)، بينما الخلية الخاصة بمناطق دوائر العرض المتوسطة فهى تنشأ نتيجة للخليتين الأخريين وهي بالتالي «غير مباشرة حرارياً» ، ويؤدى الصعود إلى تكوين السحب وحدوث المطر، بينما تنتج عن الهبوط أحوال جافة خالية من السحب، فيما يتلقى مع ملاحظات دوائر العرض الدنيا. وتتفق حركة الهواء عند السطح أيضاً،

بعد ادخال تأثير قوة كوريولى فى الاعتبار، مع الملاحظات بشكل جيد. ويمكن أيضاً أن نرى أن هذا النموذج يعطى الوظائف الأساسية للدورة العامة من حيث إعادة توزيع الطاقة والرطوبة دون تغير فى كميات الحركة الزاوية أو التوازن الكتلى لكوكب الأرض.

ومع إجراء المزيد من القياسات خصوصاً فى طبقات الجو العليا أصبح واضحاً أن نموذج الخلايا الثلاث غير كامل فى كل النواحى. كما أنه غير صحيح فى إحدى هذه المناطق على الأقل. ففى مناطق دوائر العرض المتوسطة يكون اتجاه تدفق الهواء فى الطبقات العليا غربياً (شكل ١٦-٤)، وليس شرقياً كما يتوقع النموذج، وفى الواقع فإنه يمكن القول أن رياح الطبقات العليا فى مناطق دوائر العرض المتوسطة فى كل من نصفى كوكب الأرض ولكل من الفصلين تتميز بالغربيات Westerlies ذات السرعات الشديدة للغاية والتى ترتكز على محل ثابت، أو تيارات نفاثة Jet Streams وهذه تغير موضعها خلال السنة. وهذه الرياح الغربية (الغربيات) تأخذ حركة على شكل موجات وتعرف هذه الموجات بموجات روسبى Rossby أو بموجات كوكبية المستوى. وهذه الغربيات هى نتيجة للتدرج الحرارى الإقليمى وكذلك للسرعة الزاوية للحركة وتتأثر بخصائص السطح الواقع تحتها.

وهكذا فإن خلية منطقة دوائر العرض المتوسطة «الغير مباشرة حرارياً» هى أكثر تعقيداً مما كان مفترضاً. وفى الحقيقة فإنه لم يعد مناسباً التفكير فى هذه المنطقة كخلية. بل إن انتقالات الطاقة الضرورية فى اتجاه القطبين تتم عن طريق حركات موجبة أفقية مع ما تسببه من اضطرابات. وتظل الخليتان المباشرتان حرارياً باقيتين، رغم أن المفاهيم الخاصة بالميكانيكيات المتسببة فيهما قد تغيرت.

ويوضح شكل (١٧ - ٤) أكثر ملامح الدورة العامة أهمية. وهذه الملامح تشمل الرياح الغربية (الغربيات) عالية المستوى وذات السرعة العالية فى كل من نصفى كوكب الأرض (موجات روسوبىRossby Waves) والتى تسود نظام الرياح الإقليمى (شكل ١٧ - ٤ (أ)) وكذلك الدورة الخلوية القوية بالقرب بين خط الاستواء والتى تظهر بوضوح فى مجال الرياح الرأسى والموضح بشكل (١٧-٤) (ج)، إلا أن الدورة يجب أن ينظر إليها كنظام واحد تتصل كل أجزائه، وهى رؤية تتضح أهميتها بشدة بإدخال المعلومات المستمدة من أرصاد وقياسات الأقمار الاصطناعية فى الصورة التى لدينا. ومع هذا - وبرغم التعديلات اللازمـــة - فــإن نظام الخلايا الثلاث أو بالأحرى إطار الأقسام الثلاثة والذى يضم خلية هادلى Hadley cell وموجات روسبى Rossby Waves، والخلية القطبية Polar cell ينعكس بشكل ظاهر فى صور الأقاليم المناخية.

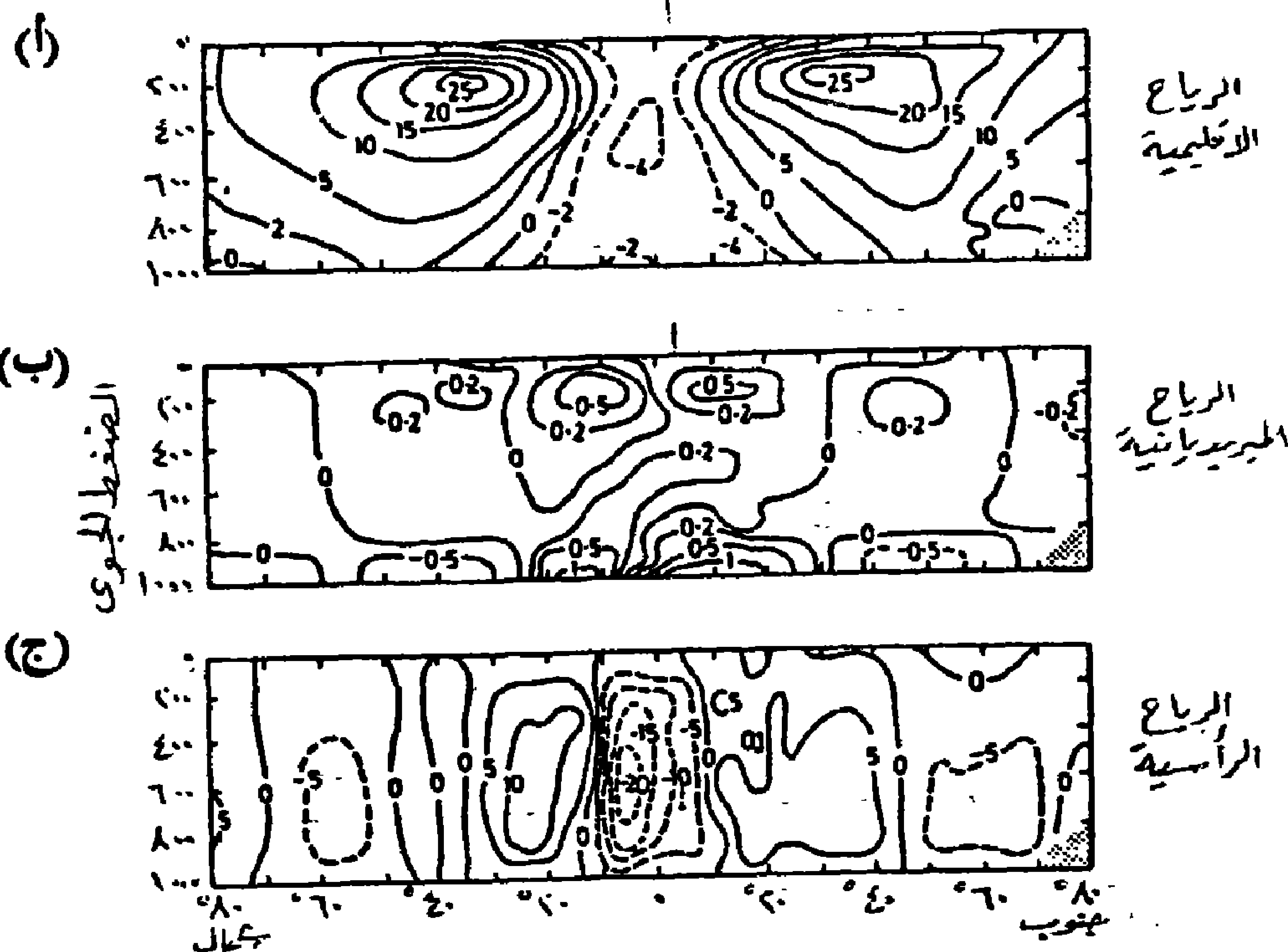
شكل (٤-١٦) : الرياح الإقليمية المتوسطة (شرق - غرب) مأخوذة كمتوسطات عبر دوائر العرض لصيف نصف الكوكب الشمالي (إلى اليسار) وشتاء لنصف الكوكب الشمالي (إلى اليمين).

فالدورة في مناطق دوائر العرض المتوسطة تبدو أكثر تعقيداً منها في المناطق المدارية أو القطبية. وتنشأ الفروق أساساً نتيجة لاختلاف الميكانيكيات المسئولة عن عمليتي إعادة توزيع كل من الطاقة والماء. فالانتقال الميريدياني (الانتقال بامتداد إحدى مناطق خط الطول) وهو نوع الحركة الذي يشبه الحركة الخليوية يسود في المناطق المدارية بينما الانتقال الدوامي - الحركات الموجبة الأفقية - يسود في مناطق دوائر العرض المتوسطة (شكل : ١٨ -٤).

نظام خلية هادلي Hadley cell

توجد الخلية المدارية المباشرة حرارياً ، أو خلية هادلي Hadley بشكل عام، وعند دوائر العرض الدنيا في هذه المنطقة، وحيث تكون معالم الصيف والشتاء الحرارية غير محددة فإن أثر

القارية يكون ضئيلاً جداً، وبذا يكون توزيع الحرارة قرب السطح متجانساً تقريباً على المستوى الإقليمي مع انخفاض في درجة الحرارة في اتجاه القطبين، ويكون توزيع الضغط الجوى الأساسي إقليمياً كذلك. ويمثل سطح الأرض، الذي يستمد حرارته من امتصاص الأشعة الشمسية، مصدراً لمد طبقات الجو السفلي بالحرارة. كما تمثل الحرارة الكامنة المنطلقة نتيجة لحركات الحمل بداخل الهواء الصاعد في المنطقة المعروفة بمنطقة التقارب بين المدارية Intertropical Convergence Zone (ITCZ) – وحيث تتقابل الخلايا من كل من نصفي الكوكب – مصدراً آخر للحرارة، أما بالنسبة لمواقع مصبات الحرارة (أو المخارج) فتكون عند قمة الغلاف الجوى وكذلك عند طرف الخلية الأقرب لاتجاه القطب.

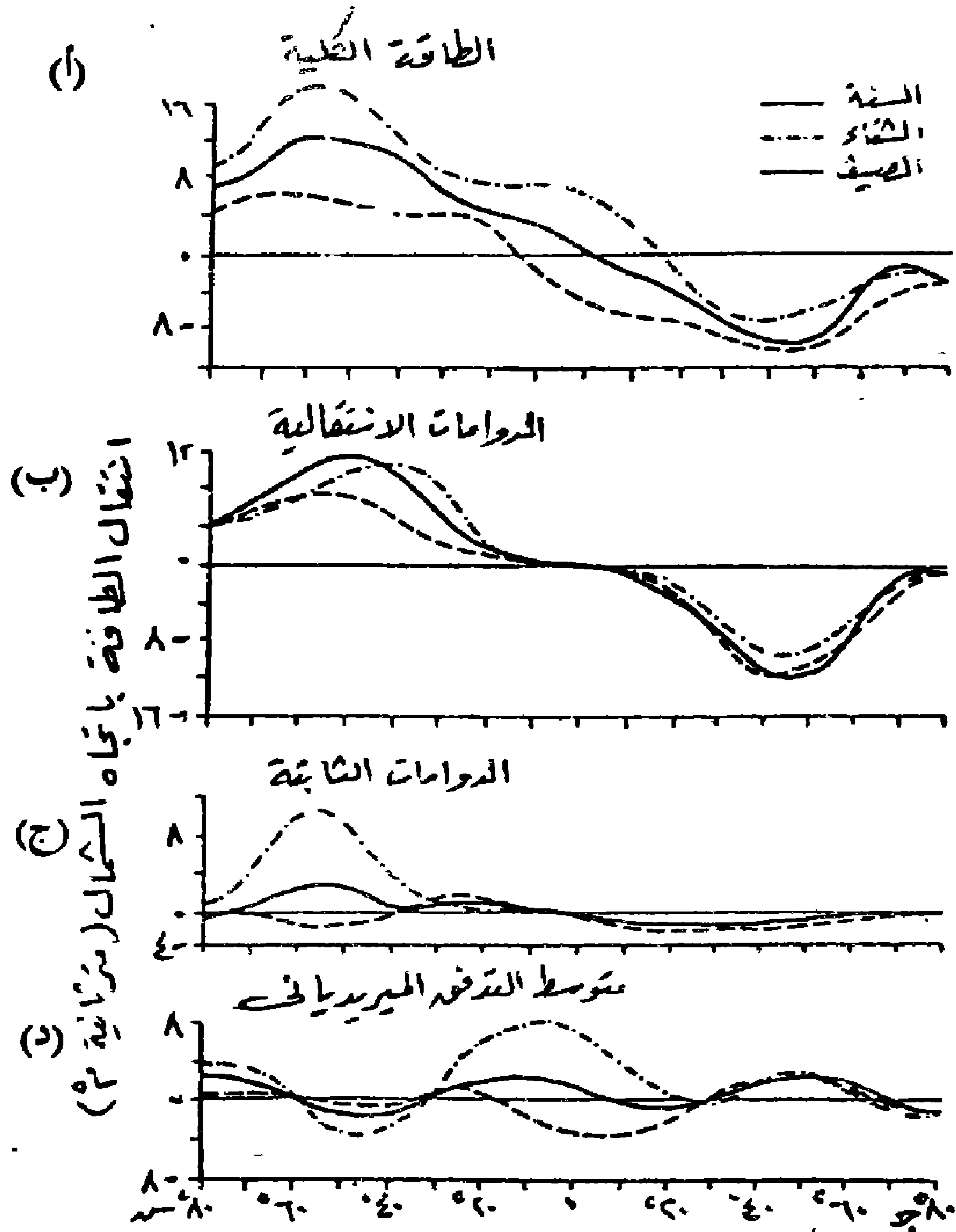


شكل (١٧-٤) : الضغوط الجوية ودوائر العرض، تمثل متوسطات سنوية لكل من (أ) الرياح الإقليمية (أي حول منطقة خط عرض معينة)، (ب) الرياح الميريديانية (أي على طول إحدى مناطق خطوط الطول)، (ج) الرياح الرأسية يوضح الشكل موقع التيارين النفاثين عند حوالي دائرة عرض ٤٠°.

وتدفع دورة هادلي بتأثير الإمداد المتواصل من الحرارة للجو وتتأثر المكونات الأفقية بشكل طفيف فقط بانحراف كوريولى عند دوائر العرض الدنيا نفسها. وبالتالى فإن الرياح الناتجة والمعروفة بالرياح التجارية trade winds لاتهب موازية لخطوط الضغط الجوى المتساوى دائماً، وإنما يكون لها مكون واضح متقاطع مع هذه الخطوط يهب في اتجاه خط الاستواء عند مستويات منخفضة وفي اتجاه القطب في طبقات التروبوسفير العليا. وهكذا فإن نظام (نمط) الرياح يسمح بانتقال مباشر للطاقة عن طريق التدفق الميريدياني(*) بعيداً عن خط الاستواء. وقد

(*) التدفق بين خطوط الطول.

تؤدى اختلافات خصائص السطح في بعض المناطق إلى سيادة أنماط أخرى من الدورات لاسيما عند المستويات المنخفضة. فعلى سبيل المثال يؤدى ارتفاع درجة حرارة سطح الأرض، وكذلك تأثير التضاريس السطحية إلى نشأة دورات محددة المعالم تعرف باسم الأعاصير الموسمية msoonsجm، بينما درجة حرارة السطح فوق المناطق الصحراوية - عادة حول درجة عرض ٣٠° - كثيراً ما تكون أعلى من درجات الحرارة حول خط الاستواء. وتؤدى هذه الاختلافات - إضافة إلى الاضطرابات الجوية صغيرة المدى - إلى حدوث اختلافات محلية وإقليمية في الأحوال الجوية وكذلك في المناخ. ورغم هذا - ومن وجهة نظر تتناول كوكب الأرض بالكامل - فإن دورة هادلى تصف أحوال المناطق المدارية وتشرحها بشكل ملائم.



شكل (٨-٤) : قطاعات ميريديانية لانتقال الطاقة باتجاه الشمال لكل من حالات (أ) انتقال الطاقة الكلية، (ب) الانتقال بواسطة الدوامات الانتقالية، (ج) الانتقال بواسطة الدوامات الثابتة. وفيها يكون المكون الطولي للحركة مسئولاً عن التدفق باتجاه الشمال، و (د) متوسط التدفق الميريدياني.

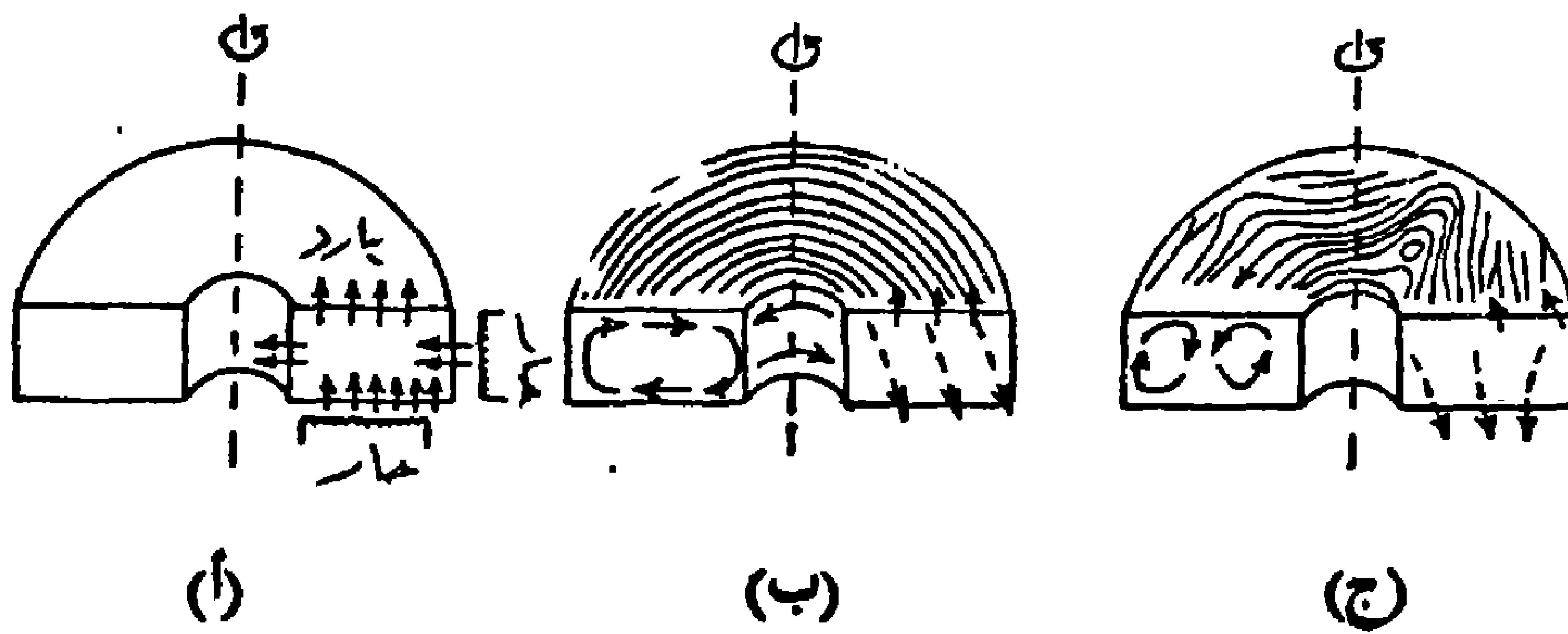
ومن الناحية النظرية، فإن الخلية القطبية polar cell تشبه خلية هادلى. فالسطح المغطى بالثلوج والجليد ينتج عنه توزيع متجانس للحرارة. وهذه تؤدى إلى حركات خليوية، وبالطبع فإنها فى هذه الحالة تنحرف بالكامل لتصبح تدفقاً إقليمياً بتأثير قوى كوريولى. وتكون الرياح الشرقية (الشرقيات) السطحية الناتجة ضعيفة نسبياً على مدار العام عند دوائر العرض العليا بالمنطقة القطبية الشمالية ولكنها تكون ملمحاً أقوى نوعاً فوق المنطقة القطبية الجنوبية فى صيف نصف الكوكب الجنوبى (شكل ١٦-٤) ويكون هناك ركود جوى بشكل عام. وخلال الشتاء فى كل من نصفى الكوكب تحدث نزعات محلية قصوى عند ٧٥ - ٨٠° قد تكون شديدة السرعة وتكون أكثر وضوحاً وتطوراً فى نصف الكوكب الجنوبى. وهذه الصفة - والتى يمكن اعتبارها امتداداً للرياح الغربية بمناطق دوائر العرض المتوسطة - تطغى على الدورة القطبية وعلى هذا فإن الخلية القطبية «الخالصة» تكون ضعيفة التكوين نوعاً ويكون هناك قدر ضئيل نسبياً من الانتقال المريديانى وعلى كل الأحوال فإن امتدادها الجغرافى صغير جداً وفى كل من نصفى الكوكب يمكن اعتبارها المنطقة التى يجب أن تنتقل إليها الطاقة وبالتالى فليس لها دور كبير تلعبه بنفسها فى عمليات انتقال الطاقة.

ويعد التقسيم الحالى للدورة العامة للجو إلى ثلاث مناطق رئيسية تقسيماً مستقراً إلى حد ما وقد تبين ذلك من كل من النتائج الحسابية ومن خلال عمليات التمثيل المعملى للحركات الجوية باستخدام تجارب أجهزة dishpan. وهو تركيب حلقى ملئ بأحد السوائل يمكن إدارته بمعدلات مختلفة كما يمكن تسخينه من القاع ومن حوافه الخارجية (شكل ١٩-٤) وعلى هذا فهو نوع النماذج المصغرة للغلاف الجوى للأرض. ويمكن تمثيل دورة خليوية مفردة تشبه فى طبيعتها إلى حد كبير دورة هادلى بتعريض النموذج لقدر بسيط من التسخين عند القاعدة وعند الحافة الخارجية مع تعريضه للدوران بمعدل بطئ نسبياً، وبزيادة معدل الدوران وكذلك التدرج الحرارى لتمثيل الظروف الجوية الموجودة بالفعل بشكل أدق فإن هذا النظام المفرد ينهار. وتصبح دورة هادلى محصورة فى المناطق «المدارية» بالقرب من الحافة الخارجية وتنشأ دورة مشابهة لنظام روسبى فى مناطق دوائر العرض المتوسطة والعليا وفى بعض الأحوال تنشأ أيضاً دورة قطبية ضعيفة جداً. ويظل هذا النظام سارياً عبر مدى واسع نسبياً من معدلات الدوران وتدرجات الحرارة مما يعنى أن النظام الجوى الحالى «ثابت» أو «مستقر» على الأقل بالنسبة للمدى من معدلات الدوران والتدرجات الحرارية أو تدرجات الطاقة الممكنة الحدوث فى مدى المستقبل المنظور. وهذه النتائج بالطبع لا تدل على مناخ غير متغير بل إنها تشير إلى مناخ يمكن أن يتغير فى نطاق الحدود المفروضة عليه من واقع تركيب ونظام الدورة للجو العامة.

موجات روسبى Rossby Waves

لعل موجات روسبى هى أكثر ملامح دورة مناطق دوائر العروض الوسطى أهمية. فهذا النظام من التدفق (شكل ٢٠-٤) يؤثر على سمك طبقة التروبوسفير بالكامل كما أنه يغطى معظم منطقة دوائر العروض الوسطى. إلا أن هذه الموجات تكون أكثر تطوراً ووضوحاً فى حزمة ضيقة نسبياً عند دوائر عرض محددة. وهذه الحزمة هى المنطقة التى يتكون فيها التدرج

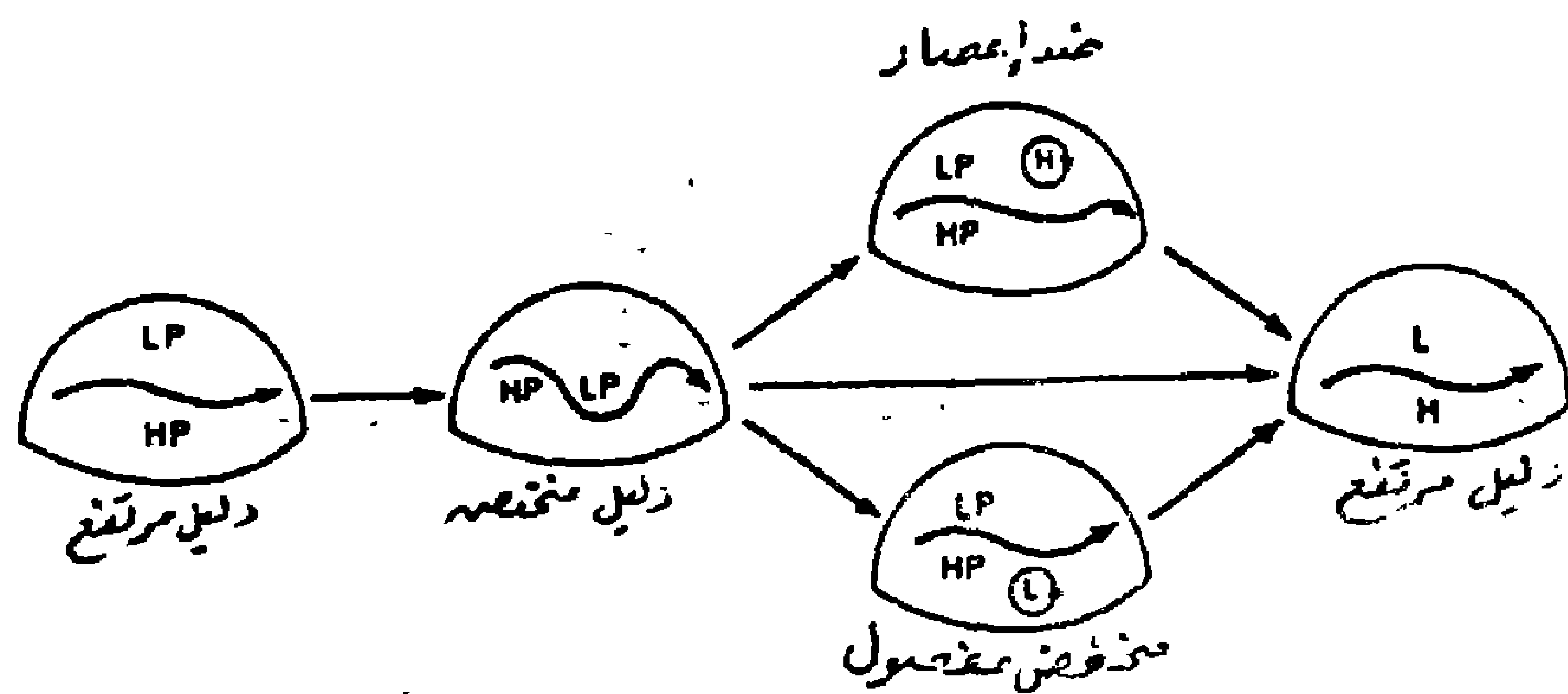
الحرارى الرئيسى باتجاه القطب، ويترتب على هذا مجموعة من الآثار، فيتكون تدرج حرارى أفقى ملحوظ على السطح مما يؤدى إلى تكون الجبهة القطبية Polar Front (شكل ٢١-٤).
وحالة عدم الاتصال الحرارى الرئيسى هذه - رغم أنها غير مستمرة حول نصف الكوكب بالكامل - إلا أنها تغطى جزءاً كبيراً منه. وهى تمتد إلى أعلى فى شكل سطح جبهى Frontal Surface خلال معظم عمق طبقة التروبوسفير. وعلى كل الأحوال فإنه تحدث زيادة فى سرعة الرياح من الارتفاع فيما يؤدى إلى تكون التدفق السريع للتيارات النفاثة عند منطقة التروبوبوز أو تحتها مباشرة وهذه التيارات النفاثة تتخذ شكل حزام الهواء سريع الحركة يمتد سمكه عدة مئات من الأمتار وعرضه عدة كيلومترات ويمتد لمئات أو آلاف الكيلومترات طولاً.



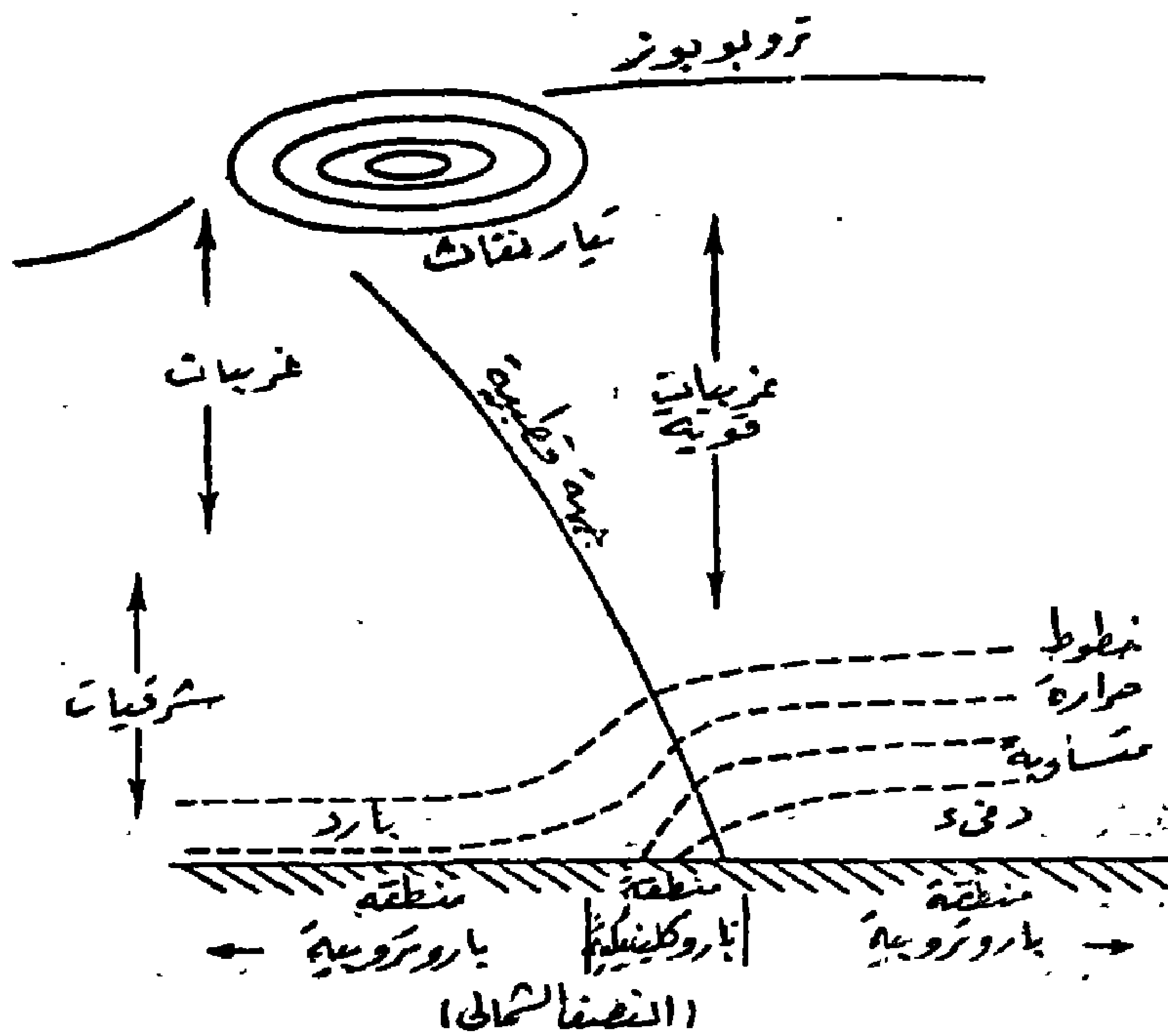
شكل (١٩-٤) : تجربة تسخين متفاوت لتركيب حلقي يدور توضح : (أ) نظام التسخين ، (ب) التدفق المتماثل أي دورة هادلي، في حالة سرعة دوران منخفضة، و (ج) نظام موجة روسبي في حالة دورة أعلى سرعة.

ويختلف موقع هذه الملامح الثلاثة المرتبطة - موجات روسبى والجبهة القطبية والتيارات النفاثة - مع الوقت. وبشكل عام فإن موجات روسبى تميل للحركة متجهة شرقاً بمعدل حوالى ١٥° من دوائر العرض فى اليوم رغم أنها قد تبطئ سرعتها أو حتى «تحتجز» بواسطة أحد الحواجز الطبوغرافية الكبيرة كجبال روكى مثلاً. وبالإضافة إلى هذا فإن ميكانيكيات الموائع الخاصة بالتدفق تفرض على هذه الموجات تغيراً فى اتساع الموجة وكذلك فى شكلها مع الوقت، زيادة على هذا فإن التيارات النفاثة - والتى تعد غير مستقرة ديناميكياً - يمكن أيضاً أن تودى إلى خلق مسارات متعرجة خاصة بها، وهذه قد تؤدى أيضاً إلى تغير فى شكل موجة روسبى. وبالمثل فالجبهة القطبية يمكن أن تغير من موضعها وتؤثر بالتالى على العنصرين الآخرين.

ويمثل سطح الأرض حدوداً فاصلة بالنسبة لكل العمليات الجوية ولذلك فإن تأثيره على الدورة العامة للجو يجب أن يؤخذ فى الحسبان. وقد أوضحنا من قبل أنه - عملياً - تأتى كل الطاقة الداخلة لنظام الجو من هذا السطح، إما كنتيجة لامتصاص الجو للأشعة طويلة الموجة المنبعثة من سطح الأرض أو نتيجة لانتقالات الحرارة المحسوسة أو الكامنة. ويغير احتكاك سطح



شكل (٤-٢٠) : التغير في نمط تدفق موجة روسبي في الانتقال من نظام دليل مرتفع إلى دليل منخفض ثم من نظام دليل منخفض إلى مرتفع.



شكل (٤-٢١) : قطاع لجو منطقة دوائر العرض المتوسطة موضحاً مكان الجبهة القطبية والتيار النفاث.

الأرض اتجاه الرياح القريبة من السطح كما أنه يعمل كمصب للطاقة الحركية kinetic energy حيث تنتقل الطاقة المستخلصة من الرياح عند انخفاض سرعتها إلى سطح الأرض، وهذا التبادل لطاقة الحركة رغم أنه أقل كثيراً من مقدار تبادلات الحرارة المحسوسة والحرارة الكامنة بين سطح الأرض والجو إلا أن له دوراً مهماً في حفظ توازن كميات الحركة الزاوية angular momentum لكوكب الأرض وكذلك في خلق الحركة في المحيطات. ومن هنا فإن كلا من الخاصيتين الحرارية والاحتكاكية للسطح يكون لها تأثير كبير على الجو. وفي هذا الصدد فإنه يمكننا أن نقسم الأرض إلى ثلاثة أنواع أساسية من الأسطح : المياه (المحيطات)، والثلوج والجليد، والأرض (اليابس).

المحيطات

تتمثل أكثر خصائص المحيطات أهمية فيما يتعلق بالدورة الجوية في طاقة التخزين الحرارية الكبيرة اتى تمتلكها. فبالمقارنة نجد أن تخزين الحرارة في الجو هو أقل منه للمحيطات برتبة أسية واحدة. ومن حيث الكتلة فإن الغلاف الجوى يعادل طبقة من الماء عمقها ١٠ أمتار فقط. وإذا اعتبرنا فقط الطبقة المختلطة من المحيط، وهي الطبقة السطحية حيث يمكن أن تحدث حركة خلط رأسية، والتي تمتد بعمق ٧٠ متراً، فإنه وبما أن السعة الحرارية للماء أكبر منها للهواء بمقدار ٤.٢ مرة فإن هذه الطبقة العليا للماء يمكنها أن تخزن حرارة بمقدار حوالى ٣٠ ضعفاً تقريباً عما يمكن للجو تخزينه. وهكذا فإنه بالنسبة لمقدار معين من التغير من المحتوى الحرارى يكون التغير في درجة الحرارة في الجو أكبر بحوالى ٣٠ مرة منه في المحيط. وحيث أن انبعاث الطاقة الحرارية هو دالة لدرجة الحرارة فإن المحيط سيفقد حرارته بالاشعاع بمعدل أبطأ بكثر عن الهواء. وتكون النتيجة النهائية لهذا أن تغيرات درجة الحرارة تكون أقل بكثير، وتكون كذلك أقل سرعة، في المحيطات عنها في الهواء. أما التخزين الحرارى بواسطة أسطح الأرض (اليابسة) فيمثل مقداراً متوسطاً بين الماء والهواء وبالتالى فإن التغير في درجات الحرارة لأسطح اليابس تكون أكبر منها بالنسبة للماء ولكنها تكون أصغر من التغيرات بالنسبة للهواء.

وتشمل التفاعلات الرأسية بين المحيطات والجو عمليات تدفق للرطوبة والحرارة وكميات الحركة وللغازات. وأحد التدفقات الأكثر أهمية هو تدفق كميات الحركة. فطاقة الحركة هذه تنتقل إلى المحيط كلما هبت فوقه الرياح، فطاقة الحركة في الرياح تتحول إذن بالفعل إلى طاقة حركة أخرى تنشأ عنها تيارات المحيطات. وعلى مستوى صغير تنتج الأمواج، بينما على المستوى الأكبر وحيث تهب الرياح الشديدة تكون قوى الشد على المحيط كافية لأن تؤدى إلى حركة المياه السطحية الدافئة والتي تستبدل حينئذ بمياه صاعدة أكثر برودة تأتى من أعماق أكبر وهكذا تنشأ سلسلة من الأحداث بادئة بسطح الماء الساخن، فهذا الماء يميل لصنع أحوال جوية غير مستقرة وهى الأحوال التى تعد مناسبة لتكون العواصف والرياح الشديدة. وهذه بدورها تؤدى إلى سحب الماء البارد إلى أعلى، وهو الماء الذى يعمل على استقرار الجو وإضعاف الرياح. وهذا يعد مثالاً على رد الفعل السلبى بداخل نظام المناخ.

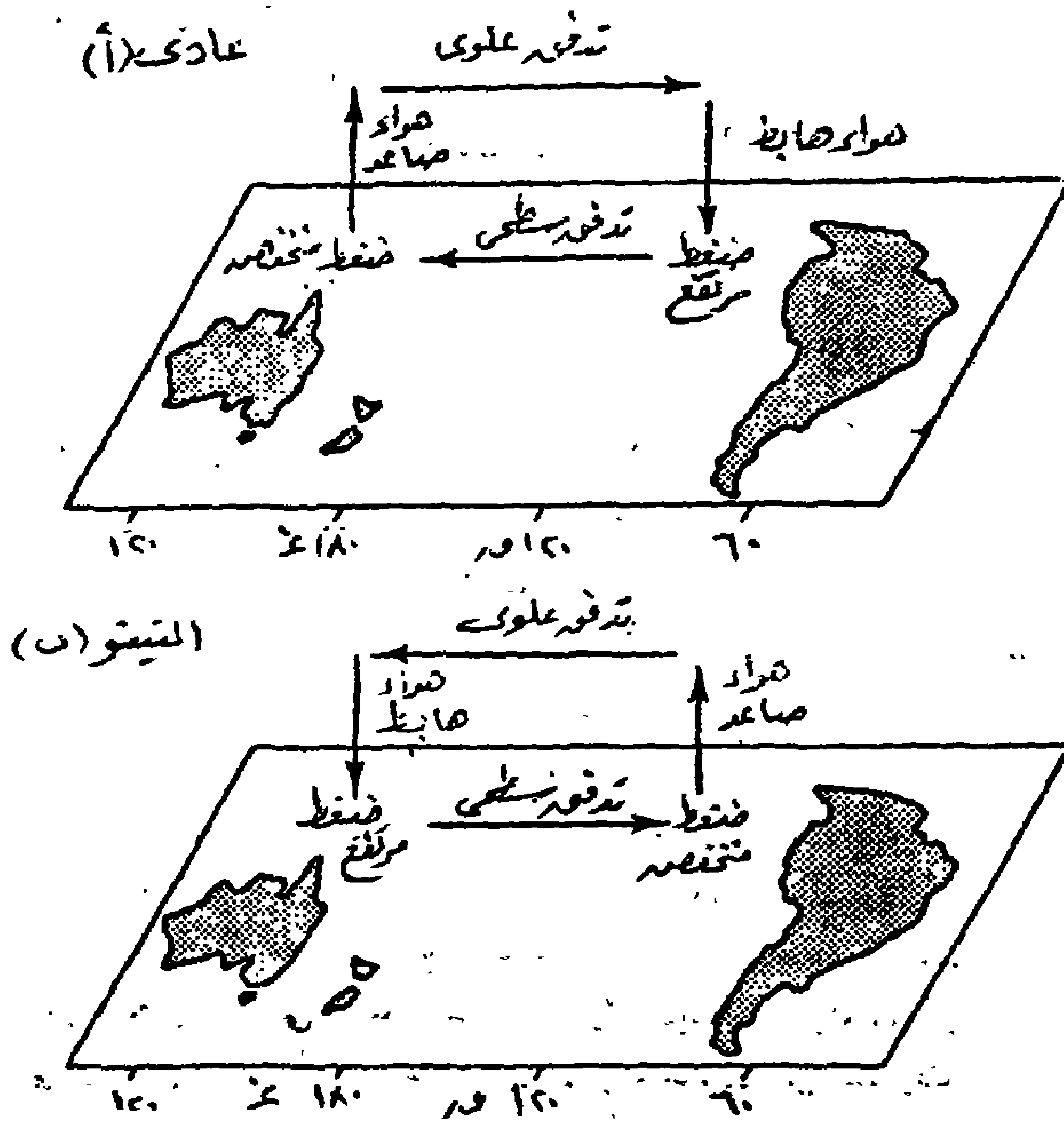
دورة ووكر والنينيو Walker Circulation and El Nino

يقدم نظام دورة ووكر Walker circulation (شكل ٢٢-٤) مثالاً كبير المدى لهذا النوع من التفاعلات. فحالة الدورة الجوية العادية تمثل بخلية ذات استطالة يمكن ملاحظتها عبر المحيط الهادى. وبالقرب من سواحل أمريكا الجنوبية تهب الرياح بعيدة عن الشواطئ وينتج عنها حالات صعود (رفع) Upwelling المياه إلى أعلى، هذه المياه تكون درجة حرارتها أبرد بحوالى ٥ درجات من المياه فى الأجزاء الغربية من المحيط الهادى. ويحدث استقرار للهواء بفعل المياه الباردة فلا يستطيع الارتفاع واللحاق بدورة هادلى Hadley العادية. ولكنه بدلاً من هذا يهب باتجاه الغرب مكوناً الرياح التجارية الجنوبية الشرقية عبر المحيط الهادى إلى منطقة غرب المحيط الهادى الدافئة حيث يكتسب رطوبة وحرارة ويرتفع إلى أعلى. ويتدفق بعد ذلك بعض من هذا الهواء المرتفع باتجاه الشرق لكى يكمل الخلية.

ويحدث اضطراب فى نمط الدورة هذا كل ٢-٧ سنوات، فترتفع درجة حرارة سطح المحيط فجأة عند سواحل بيرو حوالى ٤° متسببة فى موت بعض الأسماك خصوصاً من نوع الأنشوجة Anchovies ومؤدية بالتالى إلى إحداث اضطرابات فى الاقتصاد المحلى ويعرف هذا التأثير باسم النينيو El Nino الذى يتوافق حدوثه مع وقت أعياد الميلاد Christmas. ويفترض أن ظهور هذا الماء الدافئ يرجع إلى تيارات استوائية تأتى من المناطق الغربية للمحيط الهادى. وفى كل الأحوال فالنتيجة تتمثل فى حدوث دورة من نوع ووكر معكوسة إلا أنها أضعف (شكل ٢٢-٤) ودورة من نوع هادلى قوية. ودورة هادلى القوية هنا تؤدى إلى زيادة الرياح التجارية السطحية والتى تؤدى إلى منع الماء الدافئ من التدفق عبر المحيط الهادى منهية بذلك ظاهرة El Nino. وعندما يسود الماء البارد من جديد فى مناطق المحيط الهادى الشرقية فإن خلية هادلى تضعف وتصبح الظروف مواتية لعودة تيارات المياه الدافئة.

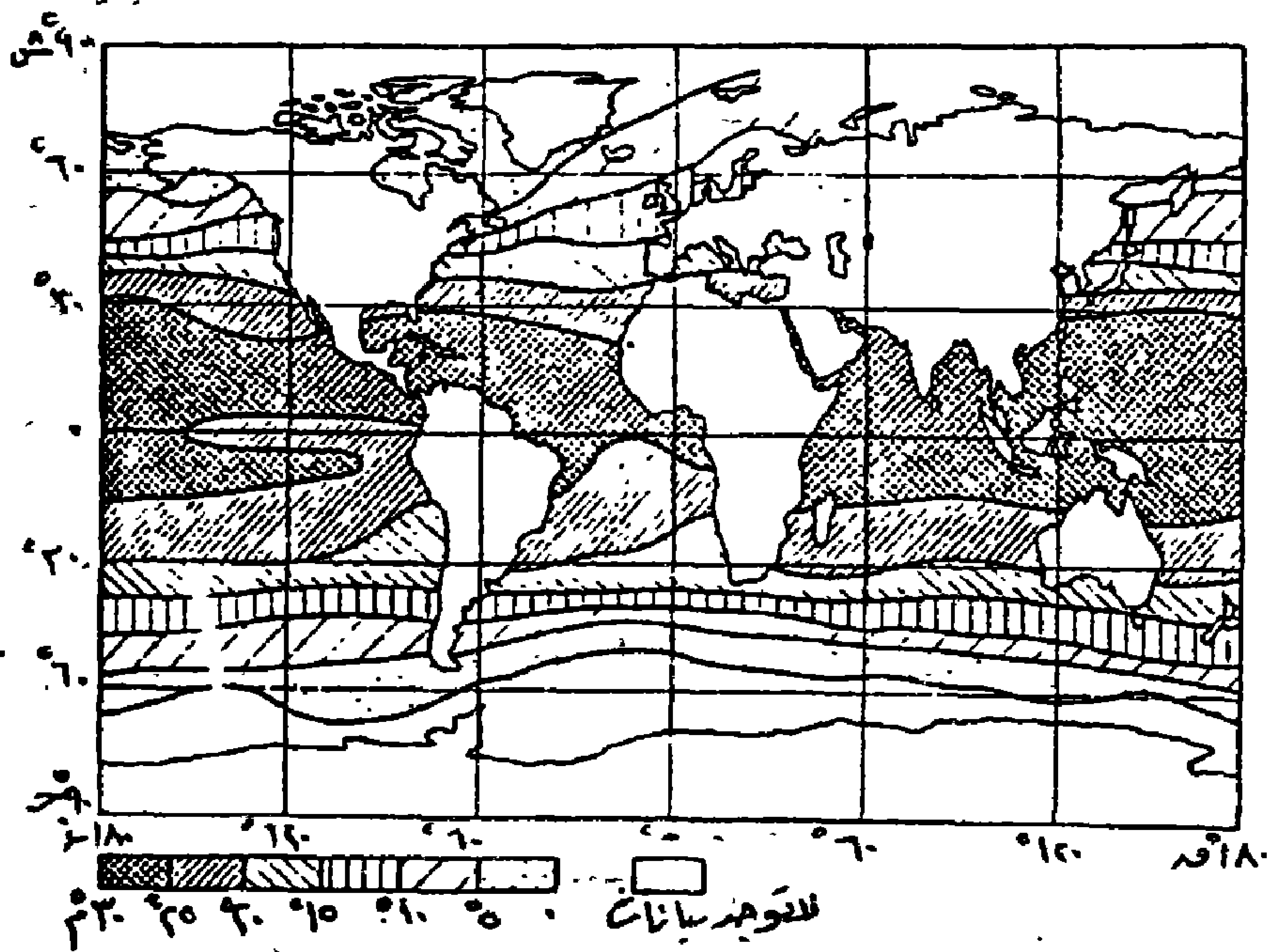
ويبدو أن هناك علاقة بين التذبذبات فى اتجاه دورة ووكر وبعض الظواهر الشاذة فى مناخ نصف الكوكب الجنوبى إلا أن هذه العلاقات غير مفهومة بالكامل. فعلى سبيل المثال يبدو أن الجفاف فى استراليا مرتبط بانحرافات سالبة فى درجات حراة سطح البحر فى المناطق الغربية من المحيط الهادى والتى تحدث وقت حدوث نظام دورة الـ El Nino. ومن المؤكد أن شدة دورة ووكر والتى تتفاوت تبعاً للتغيرات فى درجة حرارة المحيط تمثل أحد المكونات المهمة فى ظاهرة التذبذبات الجنوبية. وتتميز هذه الظاهرة بحدوث تبادل هوائى بين الضغط المنخفض لمنطقة الجزر الأندونيسية والضغط المرتفع لمنطقة جنوب شرق المحيط الهادى. ويحدث على فترات تتراوح من سنة واحدة إلى خمس سنوات بفترة متوسطة قدرها سنتان ونصف. ويمثل التذبذب الجنوبى واحداً من الارتباطات القليلة الموثقة (المسجلة) بين الدورات الجوية والأحوال فى المناطق السطحية والعميقة من المحيطات. وفى الوقت الحاضر، لايمكننا سوى أن نقترح أن حدوث الانحرافات فى درجات الحرارة السطحية للمحيطات يبدو أنها تتوافق مع حدوث اضطرابات فى الأنماط المناخية حول الأرض. كما أنه يبدو أن مواقع موجة روسبى Rossby تكون ذات حساسية شديدة لمثل هذه الاختلافات أو الاضطرابات.

وتعتمد أية محاولات لفهم الروابط بين المحيطات والجو بطبيعة الحال على وجود عمليات رصد ملائمة لكليهما. ويمثل تعيين درجة حرارة السطح البحر أهمية خاصة. وحتى وقت قريب كانت الطرق الوحيدة لقياس درجات الحرارة هذه تعتمد على استخدام العوامات المثبتة منها والمتحركة، أو على القياسات المباشرة بواسطة السفن وبينما يمكن أن تعطى العوامات نتائج دقيقة إلا أن تشغيلها ومراقبتها تتطلبان جهداً وتكاليف كبيرين. أما القياسات المأخوذة بواسطة السفن فتكون بالطبع ممكنة فقط حيثما توجد هذه السفن، فهى تغطى بالتالى المناطق التى تتخللها خطوط الرحلات الرئيسية، وحتى فى هذه الحالة فإن المناطق والأوقات ذات الأحوال الجوية السيئة تكون مستبعدة. وزيادة على هذا فإن قياسات السفن تتم عادة فى منطقة مداخل المحركات وبالتالى فهى تمثل درجات حرارة المحيط على عمق يقارب ٥ أمتار وليس درجات حرارة سطح الماء الفعلى.



شكل (٤-٢٢): حالتا دورة ووكر Walker circulation اللذان يشكلان جزءاً من التذبذبات الجنوبية. وفي أثناء فترة النينو El Nino تكون الدورة في اتجاه معاكس لاتجاه التدفق العادي.

ولا تخضع قياسات الأقمار الاصطناعية للمحيطات لمثل هذه القيود. فالمحيط يمثل ربما أبسط أنواع الأسطح بالنسبة لتكنولوجيا الاستشعار عن بعد. ويرجع هذا إلى أن كلاً من الألبيدو، ودرجة الحرارة، والانبعاثية تتفاوت بدرجات طفيفة فقط عبر مساحات شاسعة من السطح. وخلافاً لقياسات العوامات والسفن، فإن قياسات الأقمار الاصطناعية لدرجة حرارة المحيطات تكون متجانسة مكانياً ومنتظمة زمنياً. ويوضح شكل (٢٣-٤) توزيع درجات حرارة سطح البحر لشهر نوفمبر ١٩٨٣ المشتقة بواسطة طريقة القنوات المتعددة لقياس درجة حرارة سطح المحيطات. وفي هذه الطريقة تستخدم ثلاث قنوات لها مدى من أطوال الموجات يبلغ ٣,٥٥-٣,٩٣ ميكرومتر، ١٠,٣-١١,٣ ميكرومتر، ١١,٥-١٢,٥ ميكرومتر والقناتان الأخيرتان تقيسان الأشعة الحرارية تحت الحمراء بينما القناة ذات الموجة ٣,٧ ميكرومتر تقيس خليطاً من الاشعاع الشمسي المنعكس والأشعة الحرارية تحت الحمراء المنبعثة أثناء النهار.



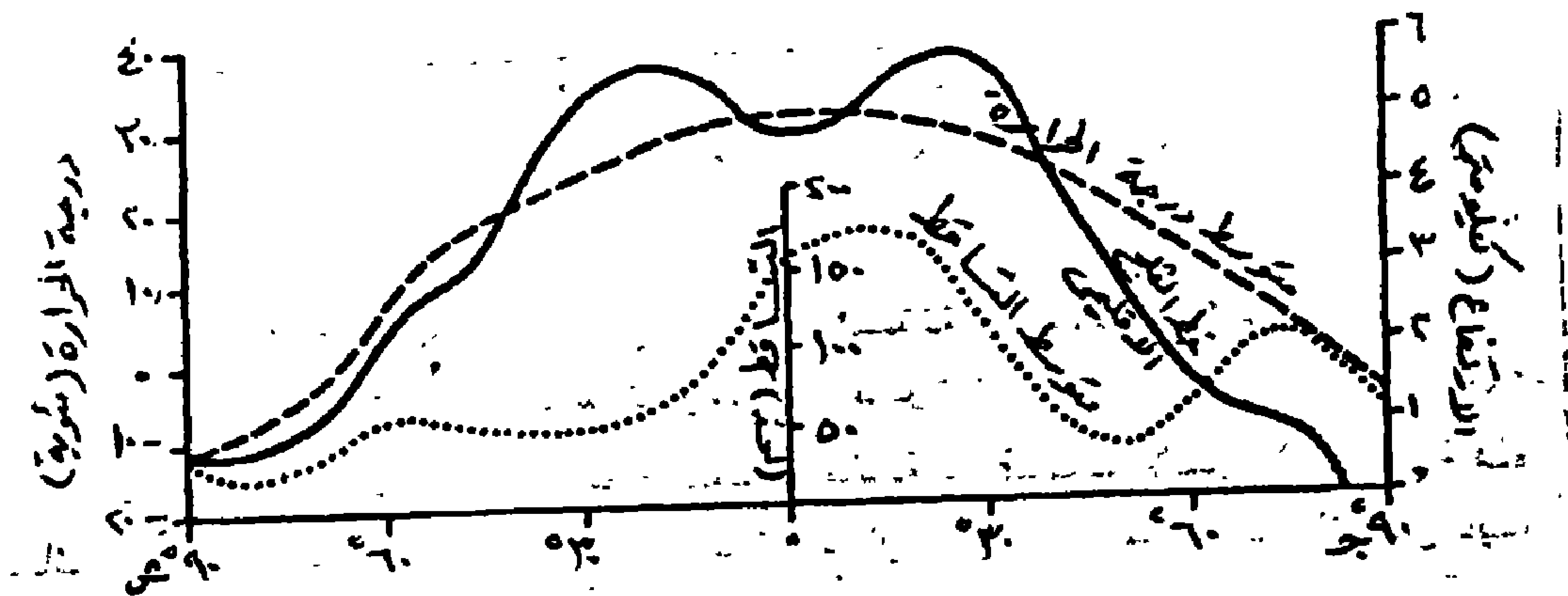
(شكل رقم ٢٢-٤) درجات حرارة سطح المحيطات المشتقة من القياسات الاشعاعية للأقمار الاصطناعية لشهر نوفمبر ١٩٨٣

ويمكن مقارنة درجات حرارة سطح المحيط المشتقة من قياسات الأقمار الاصطناعية هذه بنتائج العوامات. وبشكل عام فإن توزيع درجات الحرارة يكون متشابهاً جداً بين النوعين حيث يكون متوسط الفروق ~٠,٢° بين قياسات الأقمار الاصطناعية والعوامات المتحركة و ~٠,٢° للعوامات المثبتة. ومن الواضح أن بيانات دقيقة كهذه ومتاحة بشكل مستمر لكل محيطات العالم سوف تؤدي إلى امكان الحصول على تقديرات أفضل بكثير لمناخ المحيطات في المستقبل.

الغطاء (الغلاف) الثلجي والجليدي Cryosphere

يتكون الغلاف الثلجي والجليدي للأرض من الثلج الموجود فوق القارات والجليد الموجود فوق كل من الأرض والمحيطات. ويعتمد وجود وثبات هذا الغطاء على درجات حرارة ما دون التجمد. وعلى هذا فهو يحدث أساساً عند المناطق الواقعة على دوائر العرض العليا وكذلك المناطق ذات الارتفاعات العالية من سطح البحر. إضافة إلى ذلك فإنه يجب توفر مقادير كافية من التساقط لتوفير الإمداد من الثلج والجليد (شكل ٢٤-٤)، ويوضح الشكل أن خط الثلج المقاس في المناطق الاستوائية يكون أقل ارتفاعاً منه في المناطق دون المدارية، ربما بسبب التساقط الزائد في الأولى.

ويغطي غطاء الثلج والجليد المستديم ٨٪ من سطح كوكب الأرض. وتتضح التغيرات الموسمية الشديدة في مناخ مناطق دوائر العرض العليا في شهر يناير ومساحة إضافية أخرى قدرها ٩٪ من السطح في شهر يوليو. وغطاء المنطقة القطبية الجنوبية المتجمدة هو غطاء كامل، بينما يتكون المحيط القطبي الشمالي من كتل جليدية ضخمة عديدة ذات سمك متوسط قدره حوالي ٤ أمتار وهذه الكتل الجليدية تكون في حركة مستمرة بداخل حوض المنطقة القطبية الشمالية. والتغيرات السنوية في امتداد الجليد البحري الموسمي هي تغييرات كبيرة في كل من نصفي كوكب الأرض. فعلى سبيل المثال مكن الامتداد غير العادي لجليد المنطقة القطبية الشمالية فيما بين أيسلندة وجرينلاند في عام ١٩٦٨ الدببة القطبية من العبور إلى أراضي أيسلندة للمرة الأولى بعد أكثر من ٥٠ عاماً.



(شكل رقم ٢٤-٤): منحنيات عامة تبين تغير درجات الحرارة والتساقط وخط الثلوج الإقليمي مع دوائر العرض

ويؤثر غطاء الثلج والجليد المستديم على الدورة العامة نظراً لأن سطحه البارد له تأثير استقراري على الغلاف الجوي. وفي الحقيقة فإن أثره هذا يكون مهماً بشكل فعلي في المناطق القطبية فقط، حيث يكون الوجود الأكبر للغطاء الجليدي والثلجي. وهكذا فإن مناطق القطبين تميل لأن تكون مناطق ضغط مرتفع، ذات انقلابات حرارية منخفضة المستوى، وظروف هادئة نسبياً.

ولغطاء الثلج والجليد معامل انعكاس أو البيدو سطحي مرتفع، وبهذا فهو يسهم إسهاماً مهماً في الألبيود الخاص بكوكب الأرض كله. ومن الممكن أن يكون بدء الفترات الجليدية المفاجئ راجعاً إلى ما يعرف بـ «ميكانيكية رد الفعل للألبيدو الثلجي». ويتلخص الافتراض في أن «مفجراً» – كالتذبذب في اللمعان الشمسي مثلاً – يمكن أن يؤدي إلى زيادة في الامتداد الجليدي الكلي. وبفرض أن المناطق التي بقيت بدون تجمد لم تتعرض إلى تغيرات كبيرة في مقادير السحب فإن الزيادة الناتجة في القيمة المتوسطة لألبيدو كوكب الأرض يمكن أن يؤدي إلي مناخ جديد أكثر برودة يكون مستقراً بدرجة كافية لأن يبقى لفترة طويلة من الوقت.

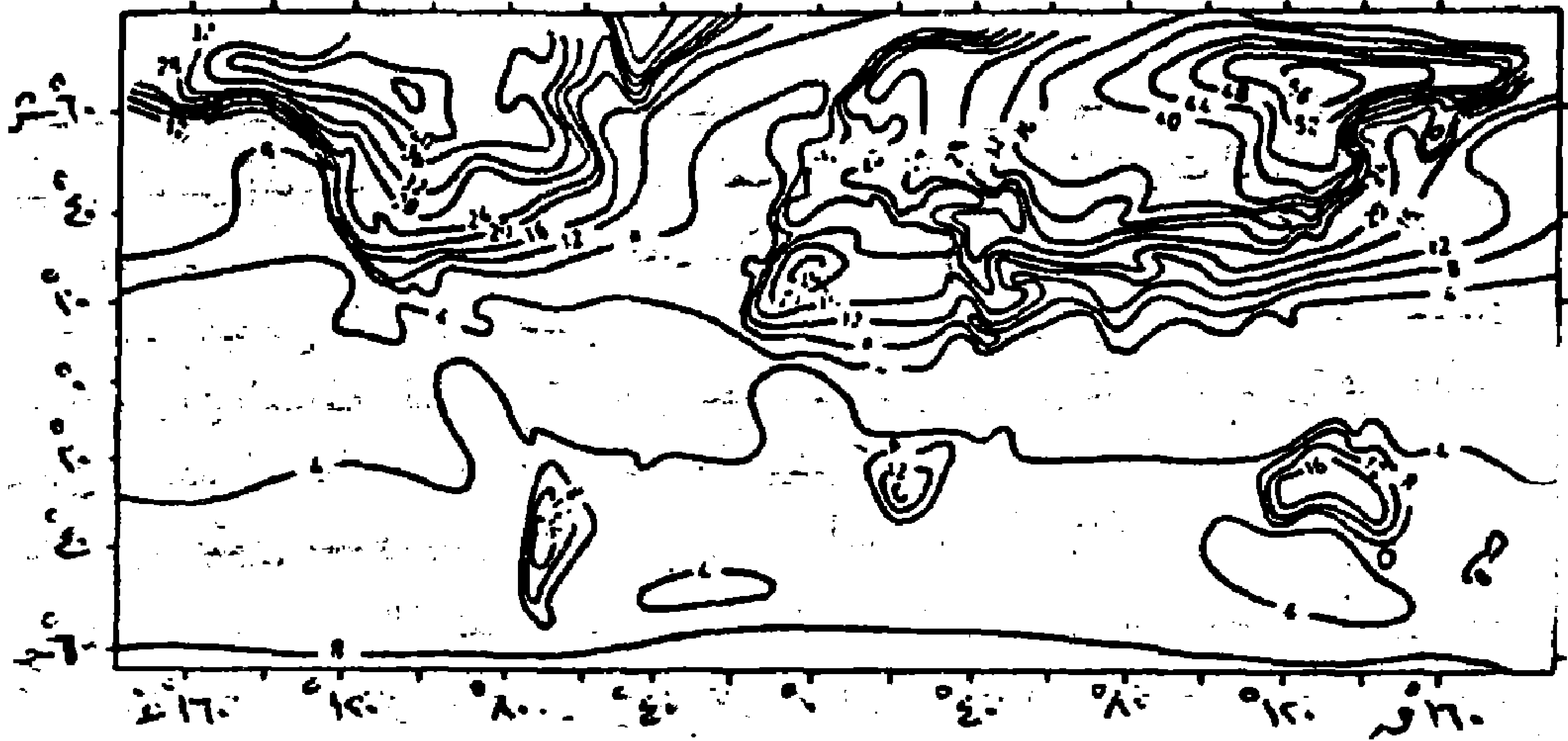
وبالرغم مما سبق فإن الاهتمام الأكبر في الوقت الحاضر يتركز على التأثير العكسي الناتج عن امكانية حدوث ارتفاع في درجة الحرارة على مستوى الأرض كلها. فالطبقة الجليدية في المنطقة القطبـية الجنوبية الغربـية هو عبارة عن كتلة جليدية هائلة ممتدة فـي عمق البحر، وفي الوقـت الحاضر فإن درجات الحرارة عند أطراف هذه الطبقة الجليدية تكون في منتصف الصيف أقل بدرجات قليلة من درجة التجمد. وبالتالي فمن الممكن أن تؤدي تأثيرات زيادة غاز ثاني أكسيد الكربون في الجو إلى رفع درجة حرارة المحيط بدرجة كبيرة يكفي للبدء في صهر هذا الغطاء الجليدي، وهو ما يمكن أن يؤدي كنتيجة فورية إلى ارتفاع في مستوى سطح البحر في العالم كله بما يقرب من ٥ أمتار.

يابس الأرض (القارية)

تتميز أسطح يابس الأرض (القارات) بمجموعة كبيرة من الملامح الطبوغرافية وأنواع الأسطح. وهذه تؤثر كلها – بدرجات متفاوتة – على الدورة العامة للجو. وينشأ أكثر التأثيرات وضوحاً وانتشاراً من الاختلاف في الخواص الحرارية بين الأرض والبحر مما يؤدي إلى مايعرف بتأثير القارية. ويمكن توضيح هذا الاختلاف بسهولة عن طريق عرض خريطة لدرجات الحرارة للأرض ككل مع حذف خطوط السواحل (شكل ٢٥-٤). وتؤدي الاختلافات الحرارية إلى حدوث اختلافات في الضغط، وهذه تؤثر على ملامح الدورات الثانوية للدورة العامة وتؤدي في النهاية إلى خلق اختلافات إقليمية مميزة في أنواع المناخ القاري.

ويمكن رسم تخطيط عام لمناطق المناخ القاري (شكل ٢٦-٤) باستخدام المعلومات التي سبق وناقشناها حول موازنات الطاقة (وبالتالي درجات الحرارة كذلك) عبر دوائر العرض، وحول التبخر والتساقط وكذلك اتجاه الرياح الجيوستروفية. وترجع إزاحة خطوط تساوي درجات الحرارة عن نطاق المنطقة إلى تأثير القارية. وتعكس المناطق الجافة تأثير القارية في المناطق

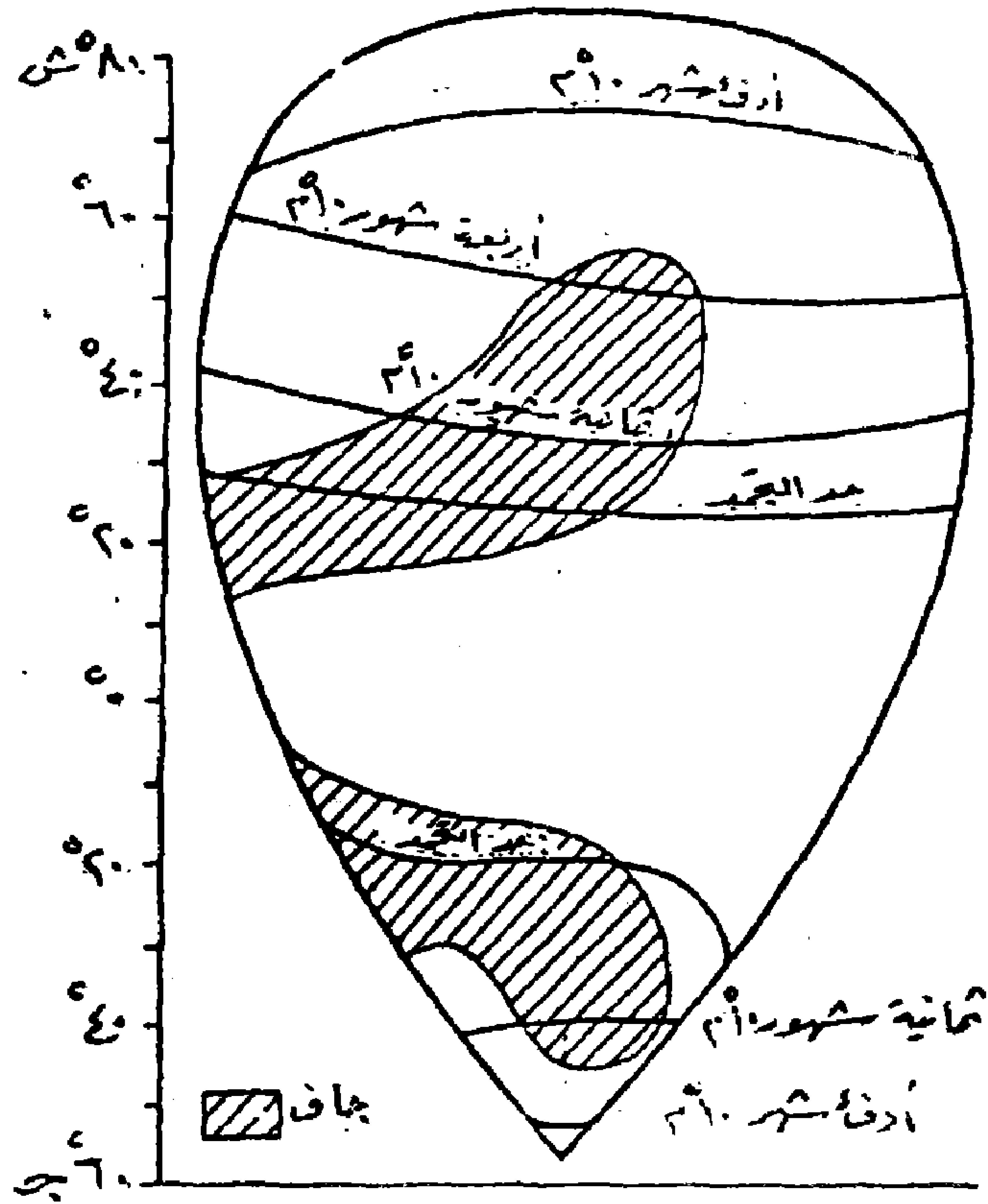
الداخلية والتى تكون بعيدة عن مصادر المياه. وتمثل صحراوات الساحل الغربى مناطق واقعة تحت الطرف الهابط لخلية هادلى.



شكل (٤-٢٥): المدى السنوي لدرجات الحرارة على سطح الأرض.

وتختلف صور المناخ الإقليمية هذه فيما بينها أكثر كنتيجة للاختلافات فى التدفقات الرأسية التى ترتبط بالأرض والماء. فالمحيط الهندى يمثل نموذجاً للمحيطات المدارية من حيث أن حوالى ٩٠٪ من الطاقة المتاحة تستخدم فى عملية التبخير، وفى مناطق الأراضى الجافة كجزء من قارة آسيا واستراليا يذهب الجزء الأكبر من الطاقة مباشرة إلى تدفئة الهواء. أما فى مناطق دوائر العرض الوسطى الرطبة وفى الغابات المدارية فإن كلا من الحرارة المحسوسة والكامنة تزال من على السطح، غير أن معظم طاقة الاشعاع المتاحة تستخدم فى عمليات التبخر - نتح evapotranspiration. وأخيراً فإنه فى المناطق القطبية يكون التدفق المتوسط للطاقة من الهواء إلى السطح على صورة تدفق حرارة محسوسة. وفى كل حالة من هذه الحالات فإن التدفقات تؤثر على كميات السحب وكميات التساقط فى المنطقة. وهذه جميعها - بالطبع - تتأثر بالحركات الأفقية التى تناولناها من قبل. هذه الحركات نفسها تتأثر بدورها بالتضاريس والتى تختلف من قارة إلى قارة مؤدية إلى توزيعات مختلفة للمناطق المناخية فوق كل قارة.

وهكذا فإن تأثيرات الأنواع المتنوعة من الحدود السطحية على الحركات الجوية تنضم إلى نظم تدفق الرياح، وكذلك توزيعات الضغط التى تفرضها الدورة العامة للجو، لكى تؤدى إلى ظهور أنماط مميزة من المناخ فوق سطح الأرض. وهذه الأنماط هى ما سوف نناقشه فى الفصل الخاص بالتصنيف المناخى لكوكب الأرض والأقاليم المناخية.



شكل (٣٦-٤) : مواقع الملامح المتحكمة (درجة الحرارة والجفاف) للمناخ الإقليمي على شكل قاري مصمم بحيث يمتد من القطب الشمالي حتى ٦٠° جنوباً.

الفصل الخامس

حركة الهواء ومراكزها في نظام المناخ

الفصل الخامس

حركة الهواء ومراكزها

في نظام المناخ

مقدمة :

يقصد بحركة الهواء انتقاله من مكان لآخر سواء كان هذا الانتقال أو الحركة رأسياً أو أفقياً - وتتمثل الحركة الرأسية في التيارات الهوائية الصاعدة أو الهابطة، بينما تتمثل الحركة الأفقية في الرياح العليا والسطحية. وترتبط الحركة الرأسية للهواء بدورة الهواء العامة التي تعد أحد العوامل التي تساعد على تكون نطاقات الضغط الجوي الرئيسية حول كوكب الأرض. وينشأ عن الحركة الأفقية لمقدار من الهواء فوق سطح الأرض أو في أي مستوى من الجو ما يطلق عليه اسم الرياح. والرياح هي كمية موجهة من الهواء لها شدة أو قوة (سرعة) واتجاه. ولذا فإن دراستها تتطلب الاحاطة بهاتين المركبتين. ونتيجة لشدة تضرس سطح الأرض، وكثرة المنشآت العمرانية، ووفرة الغطاء النباتي، فإن حركة الهواء الأفقية في الجزء الأسفل من طبقة التروبوسفير (دون ٣ كيلو متراً) ليست انسيابية تماماً، بينما يغلب الشكل الانسيابي خارج الطبقة الحدية المتأثرة بالاحتكاك بسطح الأرض، بينما تتحدد قوة الرياح على أساس أنها عبارة عن الفرق في مقدار الضغط الجوي بين مكان ما ومحور المنخفض الجوي أو الاعصار وتزداد هذه القوة كلما زاد فرق الضغط بين المنخفض والمرتفع الجويين وكلما قصرت المسافة بين مركزي الحركة هذين.

وفي هذا الفصل سنركز الدراسة على حركات الهواء الرأسية والأفقية بالتفصيل وعلاقتها بنظام المناخ، بالإضافة إلى دراسة مراكز هذه الحركة وتأثيراتها المناخية المختلفة.

الحركة الرأسية للهواء :

لاحظنا عند دراستنا لدورة الهواء العامة حول كوكب الأرض أن الهواء يتحرك في شكل تيارات رأسية إلى أعلى وإلى أسفل. كذلك عرفنا أن السبب المباشر لصعود الهواء على شكل تيارات رأسية هو ارتفاع حرارة الهواء في طبقاته السفلى نتيجة لملامسته لسطح الأرض الساخن، وارتفاع نسبة بخار الماء فيه بسبب كثرة البخر مما يؤدي إلى نقص كثافته وصعوده إلى أعلى في شكل تيارات مستمرة يطلق عليها اسم تيارات الحمل نظراً لأنها تحمل الحرارة وبخار الماء إلى طبقات الجو العليا.

وتنشط هذه التيارات في حالات عدم استقرار الجو وخاصة عند حدوث التكاثف بين آن وآخر سواء في صورة سحب أو أمطار وذلك لأن انطلاق الحرارة الكامنة من ذرات البخار بعد

حدوث التكاثف يؤدى إلى ارتفاع حرارة الهواء وتجدد نشاط تلك التيارات. كما أن عدم استقرار الجو من شأنه انتشار الغبار فى الهواء بسرعة وإلى إرتفاع كبير وهذا يؤدى إلى سرعة توصيل الحرارة وانتشارها فى الهواء وبالتالى تنشط التيارات الصاعدة.

أما بالنسبة للتيارات الهوائية الهابطة فيعزى حدوثها إلى ارتفاع الضغط فى الطبقات العليا من الهواء وذلك بسبب نقص معدل انخفاض الضغط بالارتفاع فى الهواء الساخن بالنسبة للهواء الأقل حرارة منه كما ذكرنا سابقاً. وتبعاً لهذا الاختلاف يتحرك الهواء فى الطبقات العليا من الجو من خط الاستواء نحو منطقتى عروض وسط كوكب الأرض (عروض الخيل) ويترتب على ذلك زيادة وزن الهواء فى هاتين المنطقتين وهبوطه نحو سطح الأرض فى صورة تيارات هوائية هابطة. وبالمثل أيضاً يتحرك الهواء فى الطبقات العليا من الجو من منطقتى الدائرتين القطبيين نحو القطبين وبالتالى يزيد وزنه وضغطه فوقهما ويهبط على شكل تيارات هوائية هابطة عند القطبين.

وبالإضافة إلى هذه الحركات الرأسية الثابتة للهواء على سطح الأرض نجد حركات رأسية تحدث لأسباب أخرى من أهمها :

(أ) اختلاف درجة الحرارة بين أماكن متجاورة خاصة أثناء النهار وفى فصل الصيف فقد تجاور الصحراء مثلاً أراضى منزرعة أو يجاور اليابس مسطحات مائية وبالتالى تختلف حرارة الهواء فوق كل منهما وتنشأ تيارات هوائية محلية لا تختلف فى طبيعتها عن تيارات الحمل.

(ب) اختلاف كثافة الهواء على جانبى الجبهة الدفيئة Warm Front والجبهة الباردة Cold Front فى الانخفاضات الجوية، سيأتى ذكرها بعد قليل، الأمر الذى يترتب عليه محاولة الهواء الدفىء الصعود إلى أعلى الهواء البارد ومحاولة هذا الأخير الهبوط أسفل الهواء الدفىء.

(جـ) وجود مرتفعات أو أية عوائق على سطح الأرض تعوق الحركة الأفقية للهواء وتغير اتجاهه إلى أعلى أو إلى أسفل. وتمتد هذه التيارات الرأسية عادة إلى ارتفاع يبلغ أربعة أمثال ارتفاع العائق الذى يعترض الهواء أو الرياح وقد يزيد عن ذلك فى حالات عدم استقرار الجو أو يقل فى حالات عدم استقرار الجو أو يقل فى حالات استقراره.

هذا وتجدر الإشارة إلى أن الحركات الرأسية للهواء تشتد كلما زادت سرعة الرياح الأفقية، ذلك لأن ازدياد سرعة الرياح يجعلها لا تنساب فى مستويات أفقية نظراً لاختلاف سرعتها فى طبقاتها السطحية إذ يحدث نتيجة لذلك أن تصعد أجزاء منها وتهبط أجزاء أخرى فى نفس الوقت. وتعرف هذه الحركة بالحركة غير الانسيابية للهواء. وهى تساعد على انتشار حرارة سطح الأرض المكتسبة من الاشعاع الشمسى كما تساعد على انتشار بخار الماء والغبار فى الهواء لسمك قد يصل إلى ألف متر تبعاً لسرعة الهواء ووجود عوائق تعترضه. كما أنها تظهر بوضوح فى الحالات غير المستقرة للجو. فى حين أنها تكاد تنعدم فى حالات الانقلاب الحرارى أو سكون الهواء.

الحركة الأفقية للهواء :

يتحرك الهواء حول كوكب الأرض حركة أفقية إما بالقرب من سطحه حيث يعرف بالرياح السطحية أو فى طبقات الجو المرتفعة حيث يعرف بالرياح العليا. وتتوقف حركة الهواء الأفقية على نوعين من العوامل هما :

(أ)العوامل الحرارية ويقصد بها اختلاف توزيع الحرارة بين خط الاستواء والقطبين. وينشأ عنها تحرك الهواء فى الإتجاه الطولى.

(ب) العوامل الميكانيكية ويقصد بها القوى التى تنشأ عن دوران كوكب الأرض حول محوره من الغرب إلى الشرق وتقص سرعة هذا الدوران تدريجياً من خط الإستواء نحو القطبين وينشأ عنها تحرك الهواء فى الإتجاه العرضى، وفيما يلى شرح لكل من هذين النوعين من العوامل على حدة.

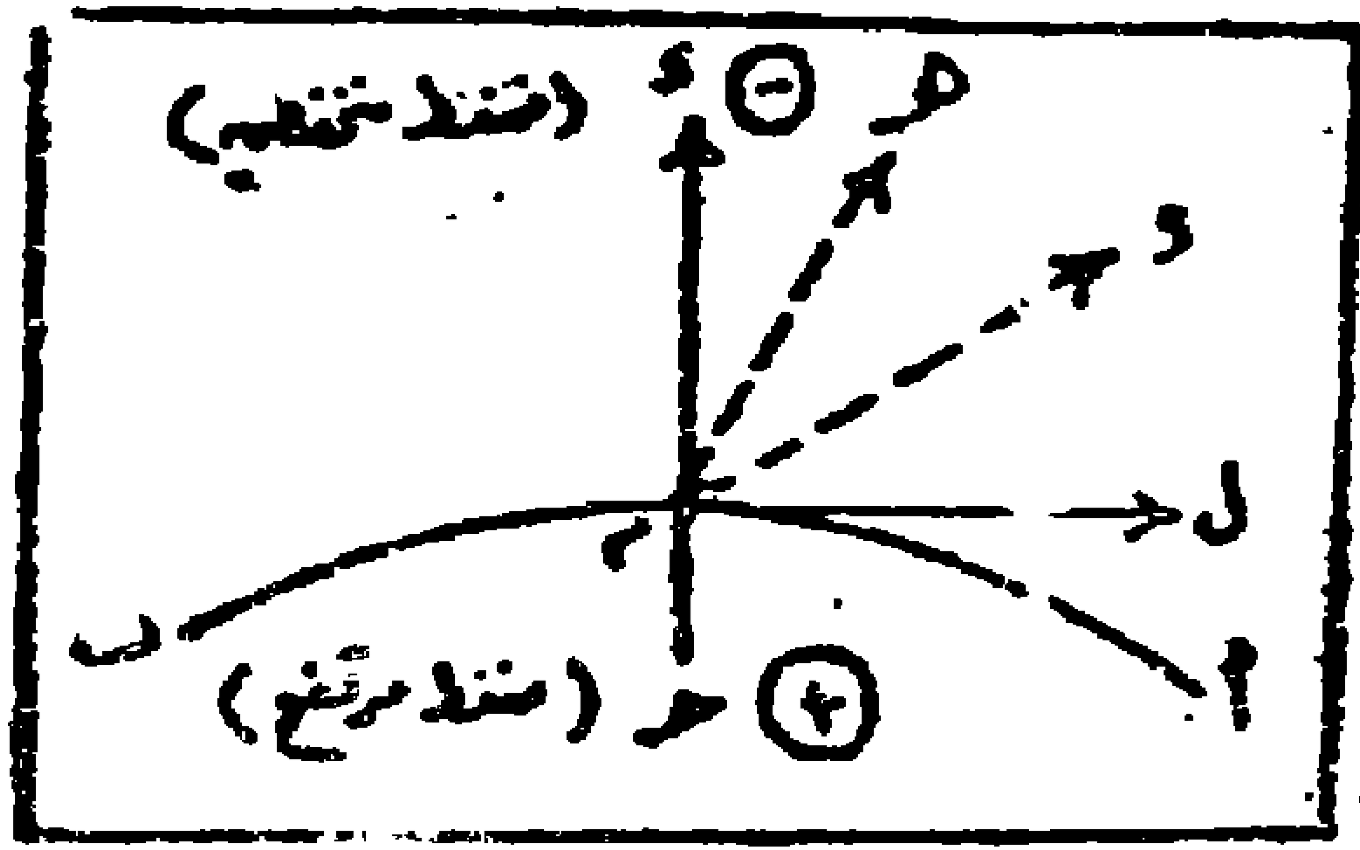
العوامل الحرارية :

ذكرنا من قبل أن المتوسط السنوى للإشعاع الشمسى يقل تدريجياً من خط الاستواء نحو القطبين حتى أن مقداره عند خط الاستواء يبلغ تقريباً ضعف مقداره عند أى من القطبين، ونضيف إلى ذلك أن الأبحاث والقياسات الحديثة دلت على أن حصيلة الإشعاع أو ما يعبر عنه بالإشعاع الفعلى الذى يحدد حرارة الهواء يظل مقداره موجباً فيما بين خط الاستواء وخط عرض ٣٥° وأنه يصبح سالباً فيما بين دائرة ٣٥° والقطب ومعنى هذا أن درجة الحرارة تقل تدريجياً نحو القطبين وأن سطح الأرض تتزايد حرارته باستمرار أيضاً فيما بين دائرة عرض ٣٥° والقطب ومن ثم كان لابد من وجود عوامل تعمل باستمرار كذلك لمحاولة إعادة التوازن الحرارى بين هذين النطاقين. وتلك العوامل هى: التيارات البحرية بنوعيها الدفيئة والباردة. وكتل الهواء أو الرياح التى تتحرك حركة طولية وتنقل تأثيرات الدفء إلى الجهات الباردة والبرودة إلى الجهات الدفيئة، فاختلاف حرارة الهواء بين الجهات الدفيئة والباردة ينشأ عنه إختلاف كثافته ومن ثم ينتقل الهواء فى حركة أفقية من الجهات الباردة إلى الدفيئة بالقرب من سطح الأرض ومن الجهات الدفيئة إلى الباردة فى الطبقات العليا وتستمر هذه الحركة ما دامت عوامل تسخين الهواء وتبريده فى كل من الجهات الدفيئة والباردة مستمرة.

العوامل الميكانيكية :

من المعروف أن الغلاف الجوى يدور مع الأرض. غير أن الهواء ينحرف عند انتقاله طولياً عبر دوائر العرض المختلفة إلى يمين إتجاهه فى النصف الشمالى وإلى يساره فى النصف الجنوبى من الأرض (قانون فرل) . وسبب ذلك هو اختلاف سرعة دوران الأرض عند دوائر العرض المختلفة فهى تبلغ أقصاها عند خط الاستواء وتقل تدريجياً نحو القطبين. وعلى هذا إذا انتقلت إلى الرياح من دائرة عرض أسرع إلى دائرة عرض أبطأ فإنها تسبقها فى دورانها بمعنى أنها تنحرف نحو الشرق أى إلى الجهة التى تدور نحوها الأرض والعكس يحدث إذا انتقلت من دائرة عرض أبطأ إلى دائرة عرض أسرع فإنها تنحرف نحو الغرب لبطئها عنها. ويزيد انحراف

الرياح كلما بعدنا عن خط الاستواء نحو القطبين وذلك بسبب انبعاج الأرض عند خط ا لاستواء وفلطحتها عند القطبين وبالتالي يزداد مقدار الاختلاف في سرعة الدوران نحو القطبين. هذا ويمكننا أيضاً تفسير انحراف الرياح بسبب دوران الأرض على النحو السابق إذا نظرنا إلى الشكل رقم (١-٥) وهو يمثل منطقتين إحداهما ضغط مرتفع (حـ) والثانية ضغط منخفض (د) وبينهما الخط (أ ب) يمثل أحد خطوط الضغط المتساوى أما المستقيم (م د) وهو عمودى على خط ا لضغط المتساوى (أ ب) فإذا بدأت الرياح تحركها من نقطة (م) تجاه الضغط المنخفض (د) فإن المفروض أنها تتبع الخط (م د) [أى إتجاه انحدار الضغط] غير أن الذى يحدث بالفعل هو أن دوران الأرض تنشأ عنه قوة تؤثر عمودياً على الإتجاه (م د) وتسبب انحرافه [إلى اليمين فى النصف الشمالى وإلى اليسار فى النصف الجنوبى من الأرض] وتعرف هذه القوة باسم قوة كوريولى Corioli وهى تتناسب طردياً مع سرعة تحرك الهواء كما أنها تزيد بزيادة دائرة العرض. وبسبب هذه القوة تنحرف الرياح كما

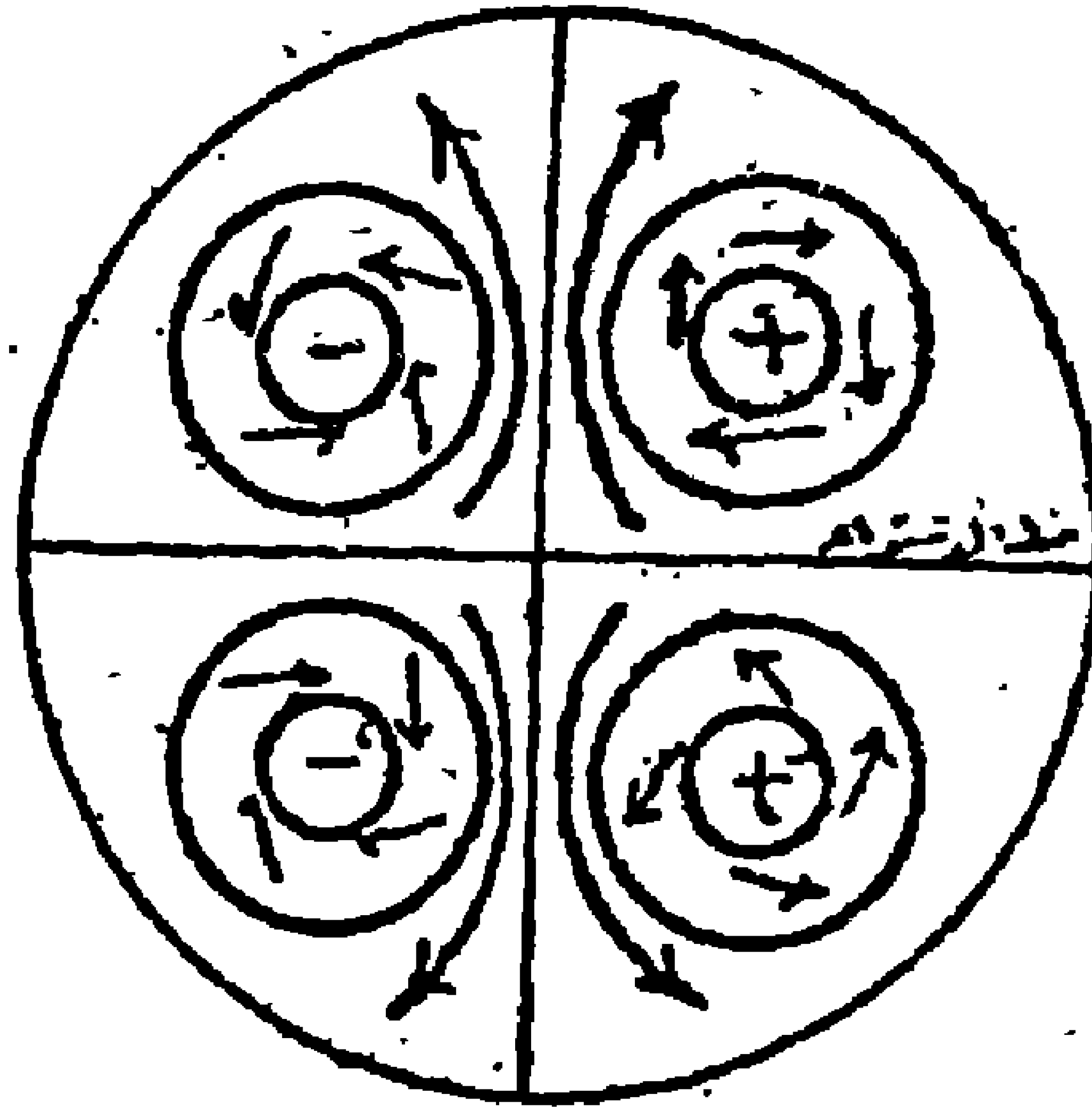


(شكل رقم: ١-٥)

انحراف الرياح بسبب دوران الأرض في النصف الشمالي من كوكب الأرض

فى الشكل فيصبح إتجاهها كما يمثله السهم (م هـ) ثم يزيد إنحرافها بزيادة سرعتها فتصبح كما يمثلها السهم (م و) ثم يستمر انحرافها ولا يتوقف إلا عندما يصبح إتجاهها عمودياً على إتجاه انحدار الضغط أى بعبارة أخرى عندما تتحرك فى إتجاه خطوط الضغط المتساوى. وتصبح سرعتها ثابتة حيث يحدث إتزان بين قوتى الإنحراف وانحدار الضغط، ويمثلها فى هذه الحالة السهم (م ل)، كما أنها تعرف فى هذه الحالة باسم رياح الجيوستروفيك Geostrophic والتى ذكرناها سابقاً. وعلى هذا النحو تنحرف الرياح فى حركتها بين خطوط الضغط المتساوى حول مراكز الضغط الجوى المرتفع والمنخفض بحيث يكون الضغط المرتفع على يمينها فى النصف الشمالى وعلى يسارها فى النصف الجنوبى من الأرض. وقد اكتشف هذه القاعدة على أساس تجريبى عالم الأنواء الهولندى بالوت Ballot فى سنة ١٨٦٠ (شكل رقم ٢-٥). غير أنه يلاحظ عند دوران الرياح حول مركز من مراكز الضغط الجوى المرتفع أو المنخفض الجوى أن هناك قوة ثالثة تتأثر بها الرياح - عدا قوتى انحدار الضغط الجوى والانحراف - وهى القوة الطاردة المركزية التى تنشأ بسبب دوران الرياح حول مركز الضغط الجوى، وفى هذه الحالة يتحدد إتجاه الرياح بمحصلة القوي الثلاث فتدور فى خط منحنى حول المركز.

وقد حاول بعض الباحثين الربط بين العوامل الحرارية والميكانيكية السابقة لمعرفة الحركة الأفقية للهواء فى أعلى التروبوسفير فذكروا أن الضغط الجوى فوق مستوى ٥ كم يتدرج فى



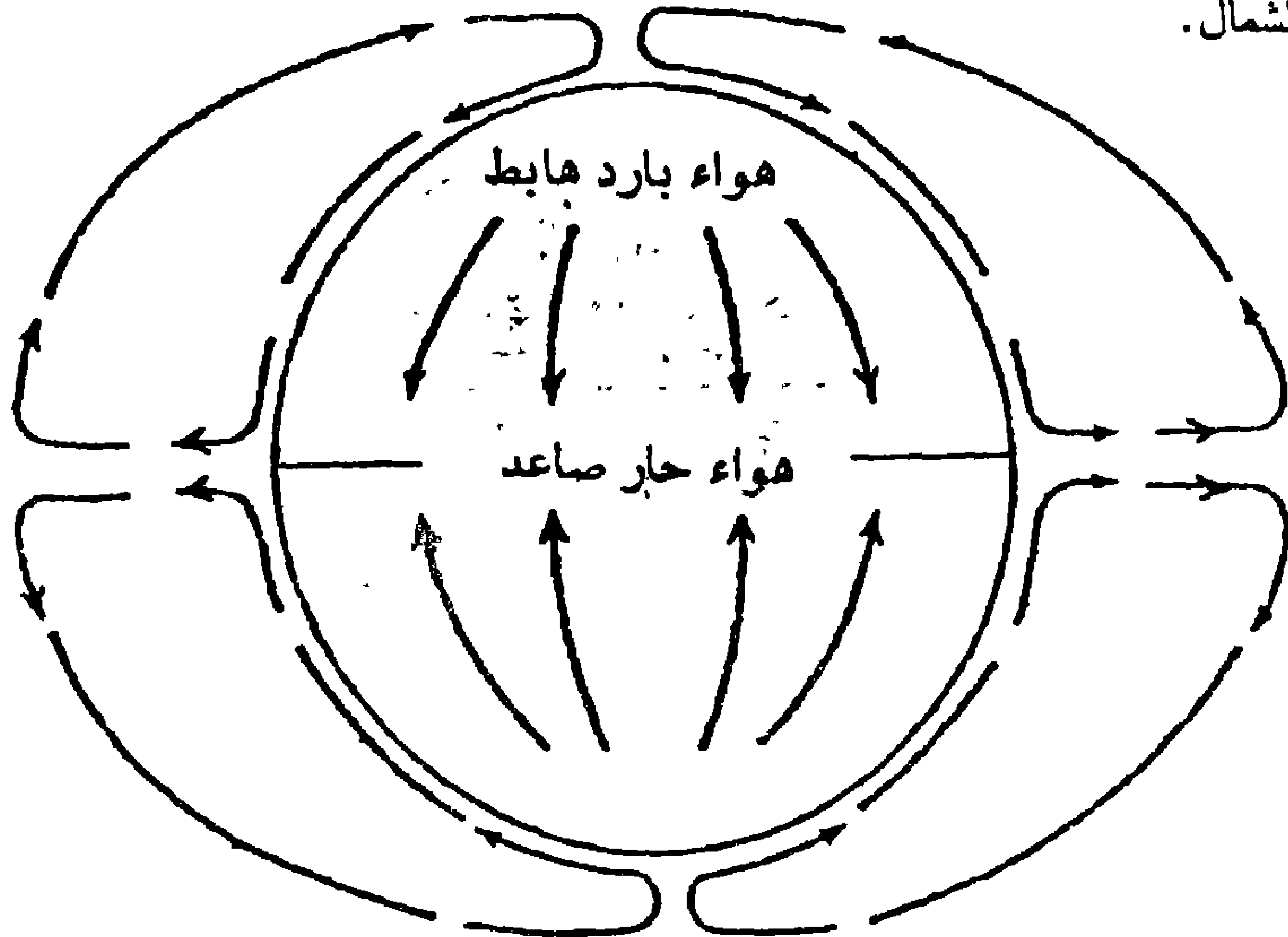
(شكل رقم: ٢ - ٥) قاعدة «بالوت» لانحراف الرياح

الأنخفاض من خط الاستواء نحو القطبين وذلك بسبب انخفاض متوسط حرارة الهواء كلما بعدنا عن خط الاستواء فى نفس الإتجاه. ومن المعروف أن معدل انخفاض الضغط بالارتفاع يزيد كلما انخفضت حرارة الهواء. وعلى هذا يتحرك الهواء في أعلى التروبوسفير من خط الاستواء تجاه القطبين غير أنه ينحرف بسبب دوران الأرض كما أسلفنا فى إتجاه عمودى على انحدار الضغط وتكون النتيجة هى تحرك الهواء فى هذه المستويات فى نطاقات عرضية. غير أن ارتفاع حرارة الهواء عند خط الاستواء وبرودته عند القطبين يترتب عليها أيضاً تحرك كتل الهواء فوق سطح الأرض بين القطبين وخط الاستواء حفظاً للتوازن الحرارى ومن ثم رأى العلماء أنه لابد من وجود علاقة بين الحركة الأفقية للهواء عند سطح الأرض وفى طبقات الجو العليا وظهرت نظريات عدة تفسر هذه العلاقة وترسم صوراً لحركات الجو العامة حول كوكب الأرض، ومن هذه النظريات :

(أ) نظرية هالي Halley

وهى من النظريات القديمة التى تؤمن بأن دورة الهواء العامة ترتبط بأرض ثابتة، باعتباره لم يأخذ دوران الأرض حول نفسها فى الحسبان، لما يمارسه هذا الدوران من تأثير انحرافى على الأجسام المتحركة فوقها. وتعد هذه النظرية الذى وضعها العالم الفلكي إدموند هالى عام ١٦٨٦م أول نظرية وضع لدورة الهواء العامة تعتمد على توزيعات الإشعاع الشمسى على سطح الأرض والتوزيعات الحرارية. وتعمل دورة الهواء فى هذه النظرية ما بين منبع حرارى استوائى يدفع الهواء المتسخن للإرتفاع نحو أعلى التروبو سفير (حركة حمل) وبين منبع برودة قطبى يدفع الهواء عند السطح نحو المنطقة الاستوائية. ويتحرك الهواء العلوى فوق المنطقة الاستوائية بإتجاه أعالى منطقة منبع البرودة التى هبط فيها الهواء متضاغطاً على بعضه، ليتشكل من ذلك كله خلية هواء دورانية فى كل من نصفى كوكب الأرض (شكل ٣-٥)،

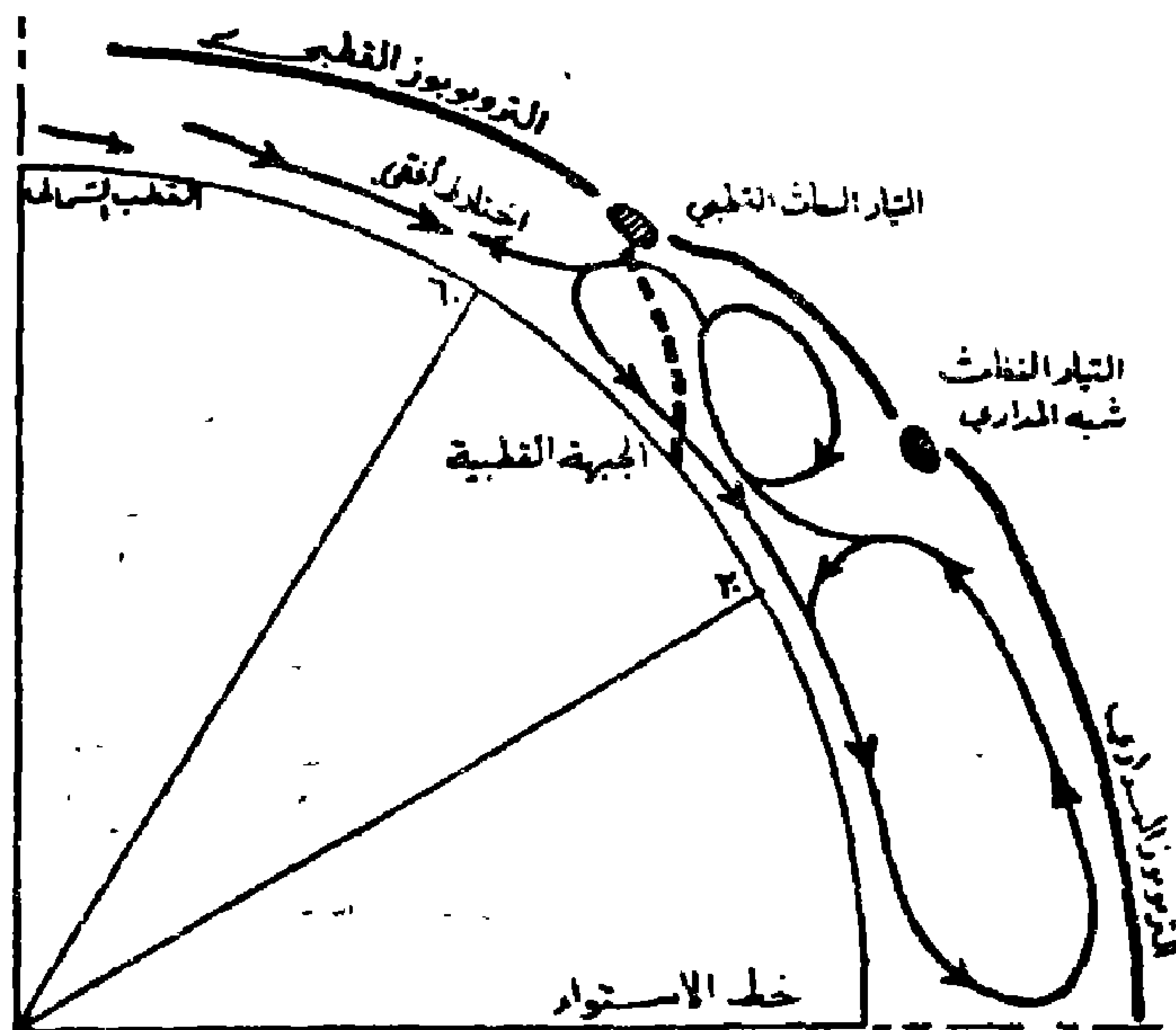
يتحرك في الشمالية منها الهواء عند السطح من الشمال نحو الجنوب وفي الأعالي من الجنوب نحو الشمال.



(شكل رقم: ٣ - ٥) نظرية هالي للحركة الجوية على أرض ثابتة

(ب) نظرية بالمين E. Palmen

نتيجة للتطورات التي تمت في مجال دراسة الأجزاء العليا من الجو، كان على الباحثين أن يقوموا ببعض التعديلات على نظرية الخلايا الثلاث الذي وضعها روسبي، وهذا ما فعله بالمين عام ١٩٥١م، حيث ميز في نظريته (شكل ٤-٥) ثلاث خلايا هي :



(شكل رقم: ٤ - ٥) نظرية بالمين الحركة الجوية العامة ذات الخلايا الثلاث

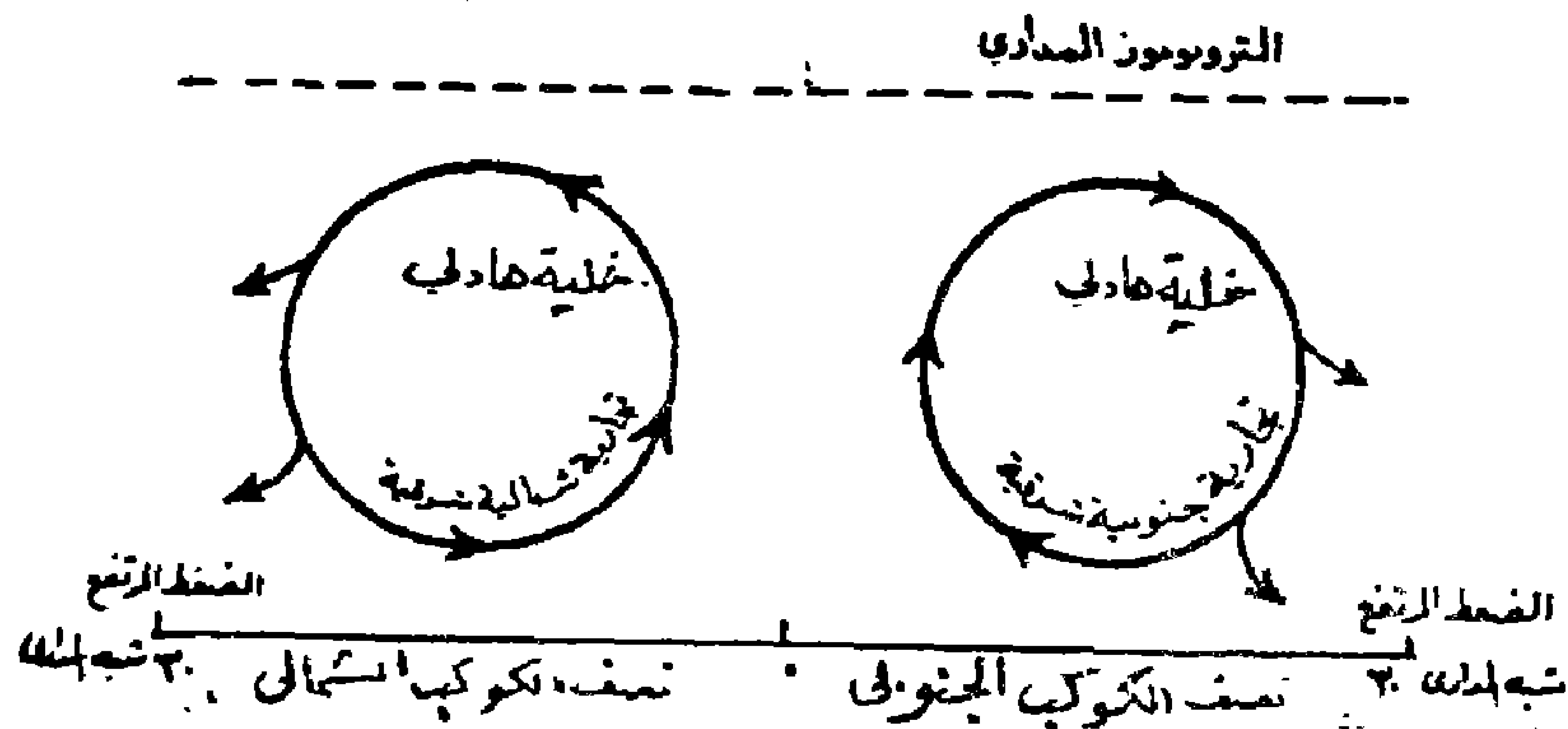
١- خلية مدارية مماثلة لخلية هادلي وروسبي.

٢- خلية فوق مدارية، أو ما يمكن أن تعرف باسم خلية جبهة قطبية.

٣- خلية قطبية في المناطق الموجودة تجاه القطب من المنخفض دون القطبي.

وتتطابق الخلية المدارية مع ما ذكرنا سابقاً عن الدورة الهوائية في العروض المنخفضة. أما الخلية فوق المدارية فتتصف بكونها أكثر تعقيداً من الخلية المدارية، إذ تعقد الصورة الطبيعية الانتقالية للجبهة القطبية. بالإضافة إلى أن دورة الخلية المتوسطة (الخلية فوق المدارية) أضعف إلى حد ما من دورة الخلية المدارية. ويحدث بوجه عام مزج للهواء القطبي في الجزء الأسفل من الجبهة القطبية، وبخاصة عند تحركها إلى المناطق شبه المدارية، مما يؤدى إلى تحلل الجبهات القطبية المتحركة إلى المناطق شبه المدارية. كما شرح (بالمين) آلية وجود تيارين نفاثين؛ أحدهما مصاحب للجبهة القطبية، والآخر فوق العروض شبه المدارية.

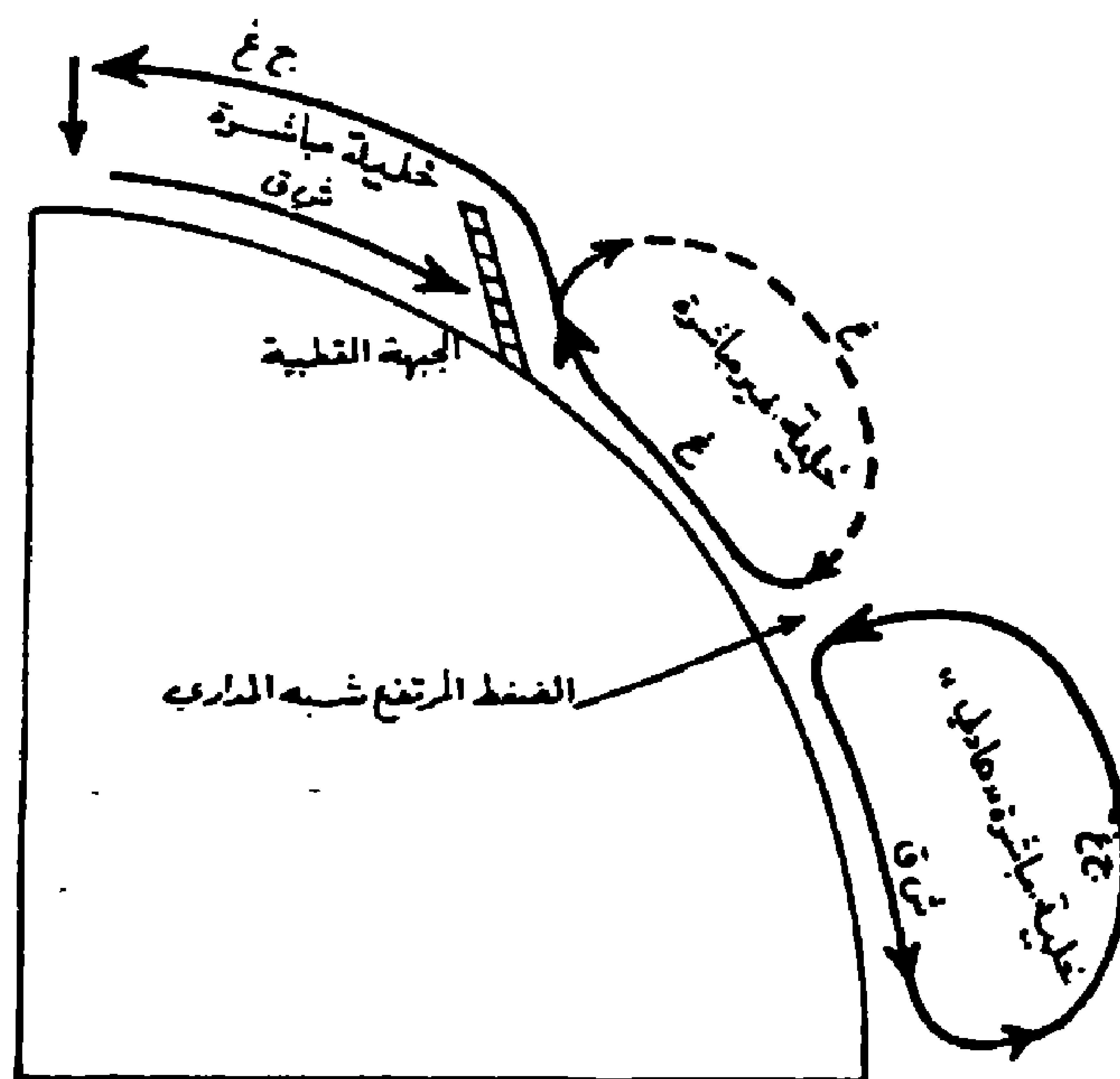
وقد أوضح العالم البريطاني چورج هادلي في عام ١٧٣٥م، كما ذكرنا في الفصل السابق، التأثير الذى يمارسه دوران الأرض على الهواء المتحرك فوقها، مفسراً سبب هبوب الرياح التجارية في النصف الشمالي لكوكب الأرض من الشمال الشرقي وفي النصف الجنوبي للكوكب من الجنوب الشرقي. غير أن هادلي تراجع عن نظرية بعدما تأكد له وجود حركات جوية هابطة عند دائرة عرض ٣٠ تجعل الحركة الطولية مقتصرة على مناطق ما بين المدارين، وبذا تتواجد خلية واحدة مدارية في كل من نصفي الكوكب (شكل : ٥-٥). وتعتمد نظرية هادلي على العامل الحرارى وتأثيره على الحركة العامة للهواء حول كوكب الأرض ولتفسير العلاقة بين الحركة الأفقية للهواء عند سطح الأرض وفي طبقات الجو العليا.



(شكل رقم ٥ - ٥) نظرية هادلي للحركة الجوية

كما ركز روسبي في نظريته، التى ذكرناها في الفصل الرابع من هذا الكتاب، على العلاقة بين سرعة كل من الرياح الغربية العلوية والشرقية السطحية بالنسبة لسرعة دوران الأرض، وما ينجم عن ذلك من ازدياد في قوة الدفع أو نقصان فيها، مما يستوجب لاستمرارية الحركة وجود

مصدر لقوة الدفع يبقى على حركة الرياح - كما أشرنا إلى ذلك سابقاً-. وقد أكد روسبي على ضرورة وجود خلية غربية سطحية - علوية في العروض الوسطى كعامل تعويض للتأثير المضاد للشرقيات المتحركة بشكل معاكس لوجهة دوران الأرض. فالهواء المتحرك في أعلى تروبوسفير المنطقة الاستوائية تجاه القطب يهبط عند عرض ٣٠ مشكلاً الضغط المرتفع شبه المداري، ليندفع جزء منه عند السطح نحو خط الاستواء، والجزء الآخر نحو عروض أعلى ليرتفع من جراء تصادمه مع الهواء الأبرد القادم من القطب، وليرتد جزء منه في أعالي التروبوسفير تجاه العروض شبه المدارية مشكلاً بذلك خلية عروض وسطى غير مباشرة، والباقي يستمر تجاه القطب ليهبط مشكلاً خلية قطبية مباشرة. وهكذا، فإن نظرية روسبي لدورة الهواء العامة بين خط الاستواء والقطبين تتألف من ثلاث خلايا (شكل ٦-٥) وهي:



(شكل رقم: ٦- ٥) نظرية روسبي للحركة الجوية العامة

١- خلية مباشرة (خلية مدارية)، وهي نفسها خلية هادلي الممتدة بين خط الاستواء ودرجة عرض ٣٠.

٢- خلية غير مباشرة (خلية عروض وسطى) بين دائرتي عرض ٣٠ - ٦٠ درجة، وهي خلية حزام غربيات العروض الوسطى.

٣- خلية مباشرة (خلية قطبية) بين القطب ودائرة عرض ٦٠ درجة تقريباً حيث يسود حزام الضغط الجوي المنخفض دون القطبي والجبهة القطبية.

وعلى الرغم من أن تفسير روسبى لدورة الرياح العامة حول كوكب الأرض على النحو الذى ذكرناه سابقاً يعتمد فى كثير منه على العوامل الميكانيكية إلا أنه يفسح أيضاً مجالاً للعوامل الحرارية. فحركة الهواء بين خط الاستواء ودائرة عرض ٣٠° هى فى رأى روسبى حركة ثر. ديناميكية أى ذات أصل حرارى وذلك لأنها تعتمد على الاختلاف بين حرارة الهواء عند خط الاستواء وحرارته عند دائرة عرض ٢٠°. وهو رأى تواجهه عدة اعتراضات منها :

(أ) أنه يتعذر تطبيق هذا التفسير على حركة الهواء خارج المدارين أى بين دائرتى عرض ٣٠°، ٦٠° مثلاً أو بين ٦٠° والقطب.

(ب) أن روسبى يفترض فى تفسيره لحركة الهواء بين خط الاستواء والمدار ارتفاع درجة الحرارة عند خط الاستواء عنها عند المدار وهو أمر قد يختلف عن الواقع إذ أن غزارة الأمطار وكثرة السحب وكثافة الغطاء النباتى فى النطاق الاستوائى بالنسبة للمدار قد تؤدى إلى انخفاض حرارة الهواء فى هذا النطاق عن حرارته عند المدار.

وقد أدت هذه الاعتراضات حديثاً إلى محاولة البحث عن تفسيرات جديدة لحركة الهواء على أسس ميكانيكية بحتة ومن هذه التفسيرات مثلاً: أن صعود الهواء عند خط الاستواء إنما يرجع إلى تقابل الرياح التجارية فى النصف الشمالى مع الرياح التجارية فى النصف الجنوبى من كوكب الأرض عند خط الاستواء. كما أن حركة الهواء فى الطبقة العليا من التروبوسفير أى فوق مستوى ٤ كيلو متراً من سطح الأرض هى حركة نطاقية أى على شكل نطاقات تتفق مع دوائر العرض وهى فى ذلك تخضع لأسس ميكانيكية بحتة كما ذكرنا ، هذا بالإضافة إلى أن حركة الهواء السطحية تؤثر فيها قوى أخرى عدا قوتى انحدار الضغط ودوران الأرض ومنها القوة الناشئة عن احتكاك الهواء بسطح الأرض ولهذا تنحرف الرياح السطحية ولا تكون حركتها نطاقية شأن الرياح العليا. ويزيد انحرافها بزيادة القوة الناشئة عن دوران الأرض (قوة كوريولى السابقة) أى كلما بعدنا عن خط الاستواء نحو القطبين.

وقد يتحرك الهواء فوق سطح الأرض حركة عرضية (أى بموازاة خطوط العرض) وذلك لأسباب ميكانيكية تتصل بتحرك الكتل الهوائية غير المتجانسة وظهور الانخفاضات (Cyclones) واضدادها (Anti-cyclones)، غير أن أهمية هذه الحركات العرضية أهمية محلية كما أنها مؤقتة تنتهى بزوال سبب حدوثها أما الحركة الدائمة والأهم فهى الحركة الطولية بين خط الاستواء والقطبين. وتكون هذه الحركة أكثر انتظاماً فى طبقات الجو العليا عنها فى الطبقات السفلى نظراً لتأثرها فى هذه الأخيرة بالعوامل الجغرافية المختلفة مثل توزيع اليابس والماء وكذلك التضاريس والتيارات البحرية ونحوها.

كما أن الحركة النطاقية للهواء فى أعلى التروبوسفير تحدث على شكل موجات طولية (تتفق محاورها مع خطوط الطول) ويتراوح طول هذه الموجات بين ٥٠، ١٢٠° طولية وبفضلها يستطيع الهواء البارد فى العروض العليا أن يتحرك تجاه خط الاستواء كما يستطيع الهواء الدافئ

لتحرك تجاه القطبين. ويلاحظ عند تحركهما أن الهواء البارد ينحدر نحو قيعان تلك الموجات بينما يصعد الهواء الدافئ نحو قممها المرتفعة.

وقد يحدث عندما تكون هذه الموجات متسعة أن تنفصل أجزاء من الهواء الدفئ وتتحرك تجاه القطب حيث يحيطها هواء بارد فتصبح منطقة إعصارية أو تنفصل أجزاء من الهواء البارد وتتحرك تجاه خط الاستواء حيث يحيطها هواء دفئ فتصبح منطقة ضد إعصارية، ولهذه المناطق الإعصارية وضد الإعصارية أثرها في حركة الهواء في الطبقات السطحية ومن ثم يمكننا القول بأن حركة الهواء في الطبقات السطحية ترتبط بطول تموجاته وسعتها في الطبقات عليا.

وأخيراً أثبتت الدراسات الحديثة أن حركة الهواء في النطاق المعتدل (بين دائرتي عرض ٣٠°، ٦٠°) وما يطرأ عليها من تغيرات في فصول السنة المختلفة إنما هي الأساس والسبب لما حدث من تغيرات لحركة الهواء في بقية دوائر العرض (الاستوائية أو القطبية). وكان الاعتقاد سائد هو أن مصدر الطاقة الأساسية لحركة الهواء العامة حول الكرة الأرضية هو المنطقة الواقعة بين المدارين.

قوانين الحركة الأفقية

إن القوة الوحيدة المحركة للهواء أفقياً هي قوة تدرج الضغط الجوى (انحدار الضغط). وما ن يأخذ الهواء بالحركة أفقياً بفعل تلك القوة حتى تأخذ قوى أخرى بالتأثير عليه مغيرة من تجاه حركته الأساسية ومعدلة من سرعته، بحيث يمكننا أن نحدد القوى المتحكمة في إتجاه الرياح وسرعتها في أربعة قوى أساسية هي :

١- شدة أو قوة انحدار الضغط الجوي

نتيجة للعوامل المتعددة التي تؤثر على الضغط عند سطح الأرض، فإن قيم الضغط الجوى تختلف أفقياً حسب درجة فاعلية العامل المؤثر. وتعبر درجة تقارب خطوط الضغط المتساوية عن معدل تدرج الضغط وشدة انحداره (شكل ٧-٥) فكلما ازدادت قيمة تدرج الضغط الجوى في وحدة المسافة ($\frac{ض}{ف}$) ازدادت شدة انحدار الضغط الجوى، والعكس صحيح.

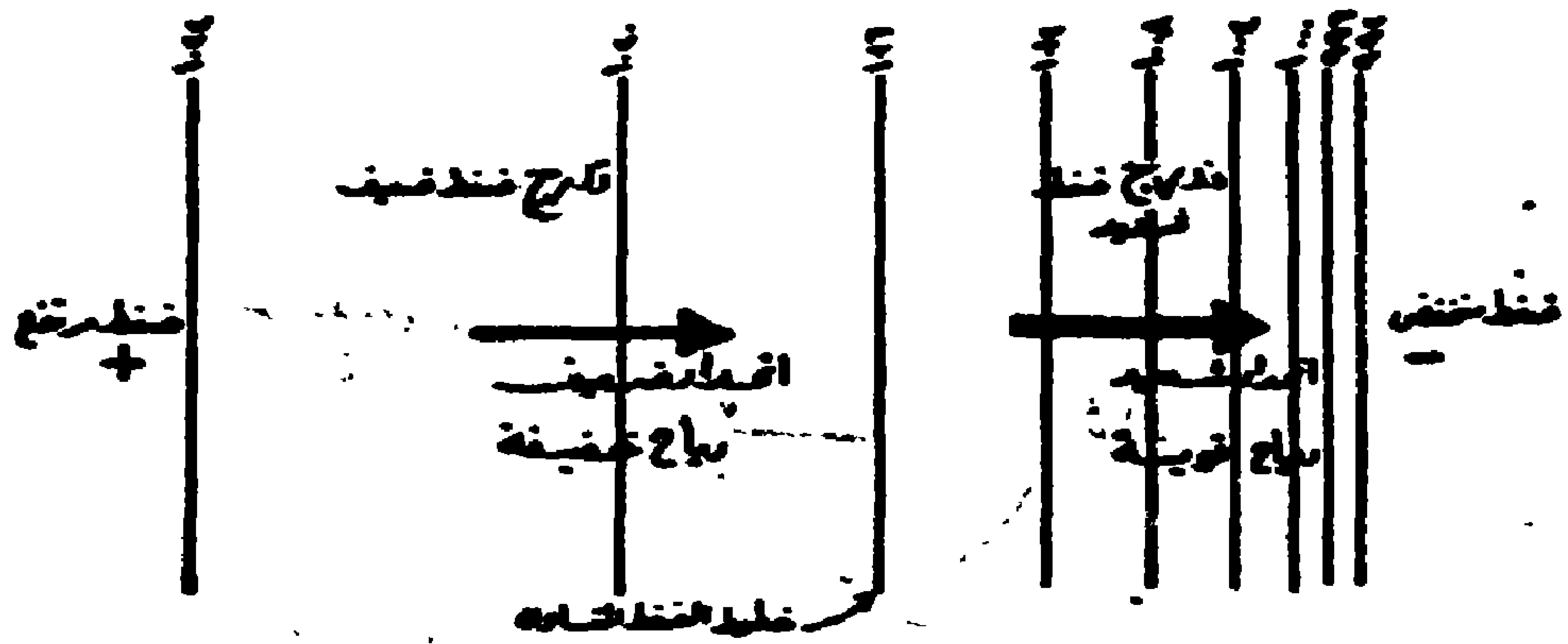
وتعد قوة انحدار الضغط الجوى هي القوة المولدة للحركة الهوائية من مركز الضغط الجوى المرتفع بإتجاه مركز الضغط الجوى المنخفض. وإذا ما افترضنا أنها القوة الوحيدة لكان إتجاه الرياح متعامداً مع خطوط الضغط الجوى المتساوى، ولكانت السرعة محصلة فقط لشدة انحدار الضغط الجوى. ويعبر عن قوة انحدار الضغط الجوى (ق ض) بالنسبة لوحدة الكتلة إحصائياً بالعلاقة التالية :

$$ق\ ض = \frac{1}{ث} \times \frac{\Delta\ ض}{\Delta\ ف}$$

حيث :

ث = كثافة الهواء.

$\frac{\Delta\ ض}{\Delta\ ف}$ = معدل تدرج (انحدار) الضغط الجوى.



(شكل رقم ٧-٥) تدرج الضغط الجوي أفقياً وشدة انحداره

ولما كانت قوة انحدار الضغط الجوى تتناسب عكسياً مع كثافة الهواء، فإن سرعة الرياح تقل مع ازدياد كثافة الهواء – كما هو موضح في العلاقة السابقة، والعكس صحيح إذ تزداد سرعة الرياح مع تزايد الارتفاع لانخفاض كثافة الهواء.

٢- قوة دوران الأرض حول نفسها

ينتج عن دوران الأرض حول نفسها من الغرب إلى الشرق بسرعة تفاضلية تبلغ أشدها في منطقة استوائها وتقل بالابتعاد عنها، تأثيراً على إتجاه حركة الأجسام المتحركة فوقها ومنها الرياح، التى تعمل على انحرافها إلى يمين إتجاهها الأصلي – التي حددتها قوة انحدار الضغط الجوى – في النصف الشمالي، وإلى يسار إتجاهها الأصلي في النصف الجنوبي لكوكب الأرض (شكل ٨-٥)، وتعرف هذه القوة بإسم قوة كوريوليس التي تكلمنا عنها سابقاً.

وتتصف قوة دوران الأرض التى تجعل الأجسام تنحرف عن اتجاهاتها الأصلية بأنها تعمل بزاوية يمينية بالنسبة لإتجاه الجسم المتحرك في النصف الشمالي، وبزاوية يسارية في النصف الجنوبي من كوكب الأرض. كما تؤثر قوة دوران الأرض على إتجاه الرياح فقط دون تأثيرها على سرعتها. وتبلغ قوة دوران الأرض أشدها عند القطبين وتنعدم عند خط الاستواء.

ويعبر عن قوة دوران الأرض (ق حـ) رياضياً بالعلاقة :

[ق حـ = ٢ س ز جا Q]

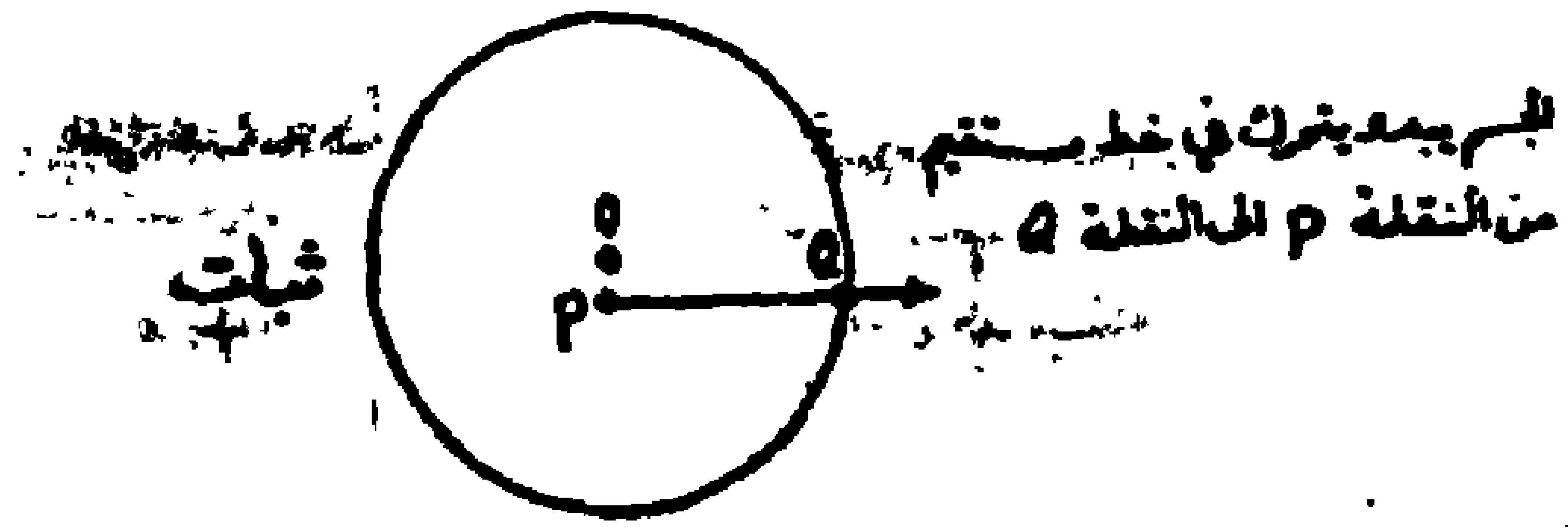
حيث :

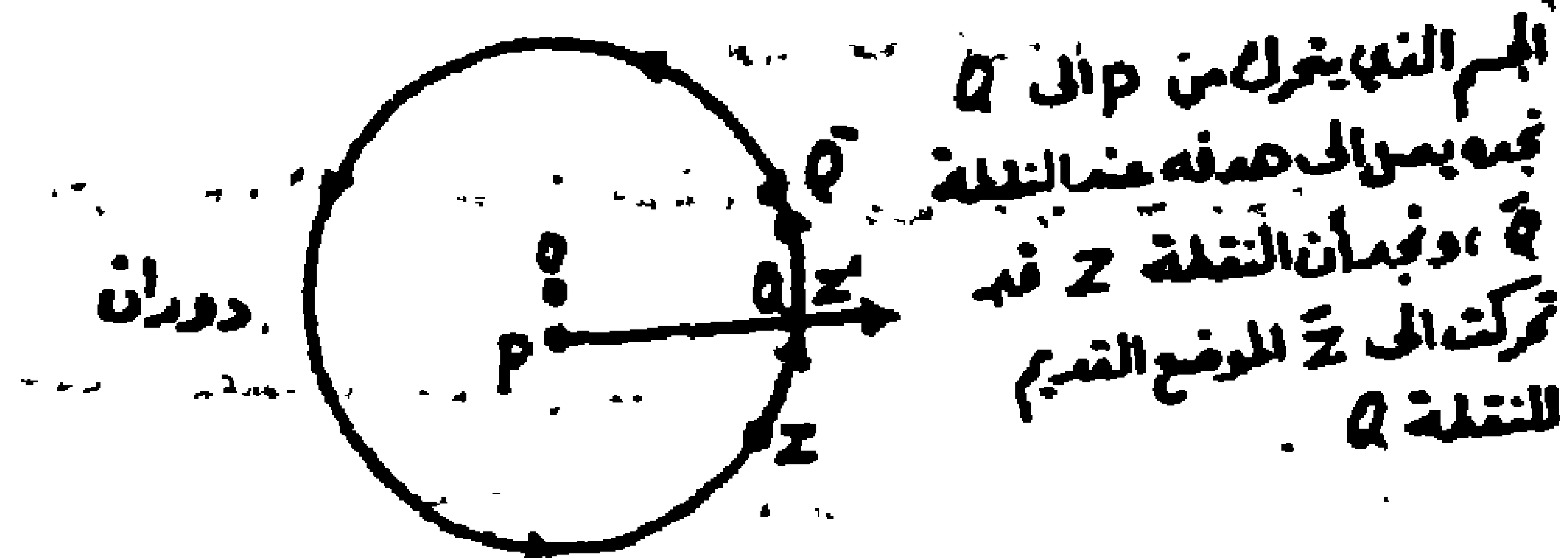
س = سرعة الرياح.

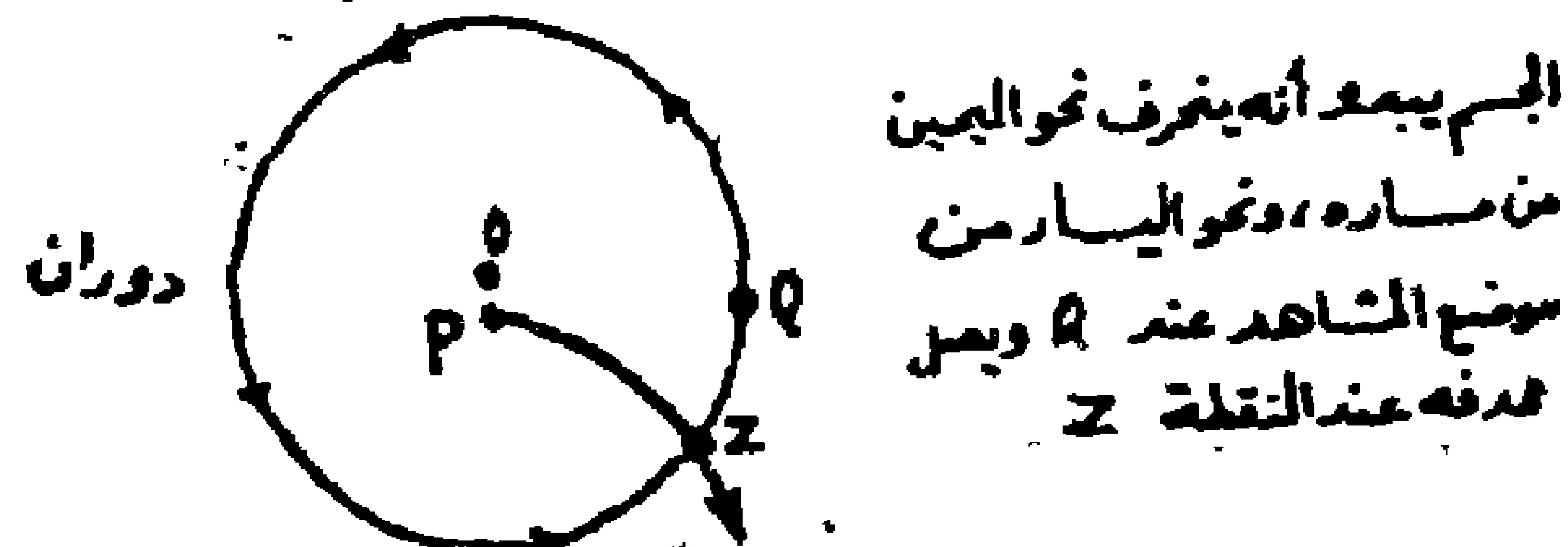
ز = السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها (٧,٢٩ × ١٠ $^{-٥}$ راديان/ ثانية).

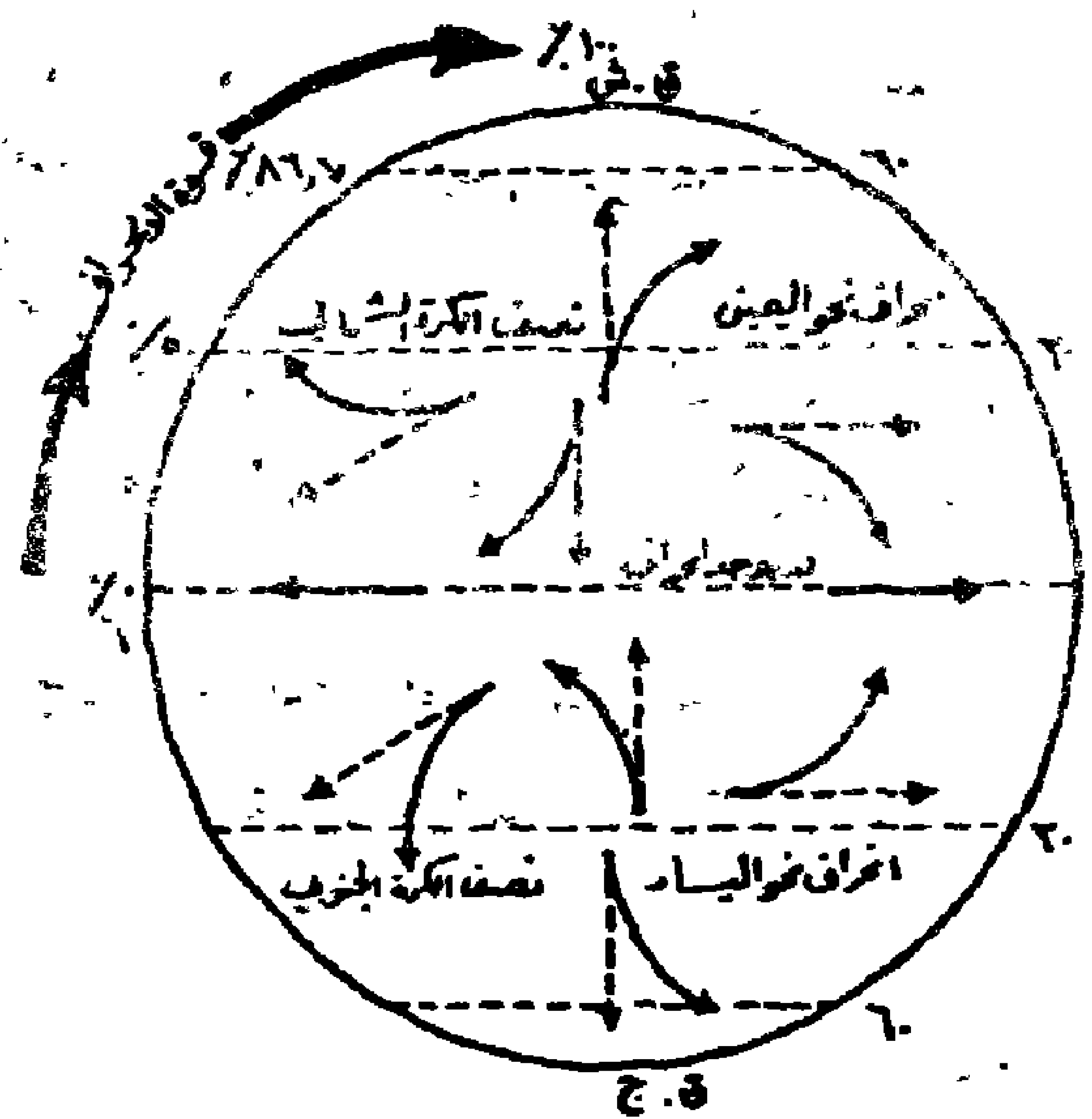
Q = درجة عرض المكان.

ويعرف المقدار: (٢ ز جا Q) بمعامل قوة دوران الأرض (م حـ).









(شكل رقم: ٨- ٥) أ- التأثير المرئي لدوران الأرض على مجرى جسم متحرك
ب- اتجاه انحراف الرياح بفعل دوران الأرض

٣- قوة الاحتكاك

ينجم عن احتكاك الرياح بسطح الأرض المضرس تحولاً فى إتجاه الرياح وتعديلا فى سرعتها. وكلما كان السطح أكثر تضرساً ازدادت فعاليته فى التأثير على إتجاه الرياح وسرعتها. وهذا ما يتضح من المقارنة بين رياح كانت متحركة فوق سطح مائى أملس (قليل التضاريس) ثم انتقلت مباشرة إلى سطح اليابس المضرس المجاور، مما يجعل سرعاتها تقل وإتجاهها يتغير. كما أن سرعة الرياح تتزايد مع الابتعاد عن سطح الأرض حيث يقل تأثير الاحتكاك، كما أن إتجاه الرياح يأخذ بالتغير مع تزايد الارتفاع عن سطح الأرض المضرسة.

وبصورة عامة، فإنه كلما تزايد تضرس السطح تدنت سرعة الرياح أكثر، كما تعمل تضاريس السطح على الإقلال من إنحراف الرياح التى تسببه قوة الأرض، بحيث تدفعها تضاريس السطح لأن تقطع خطوط الضغط الجوى المتساوى بشكل زاوى مقداره ٢٥ – ٣٥ درجة فوق يابس الأرض وبين ١٠-٢٠ درجة فوق المسطحات المائية.

٤- قوة الجذب المركزية :

إن أى جسم يتحرك فى مسار منحنى، لابد أن ينجذب نحو مركز الدوران بما يتناسب مع كتلته (ك) وسرعته (ر) ونصف قطر انحناء مساره (نق)، كما هو موضح فى العلاقة التالية :

$$ق م = \frac{ك ر^{2}}{نق}$$

وكلما ازداد الانحناء وقلت سرعة الجسم المتحرك ازدادت قوة الجذب نحو المركز، والعكس صحيح. غير أن قوة الجذب المركزية تعاكسها قوة تعرف بالقوة الطاردة المركزية مساوية فى القيمة لها ولكنها معاكسة لها فى الاتجاه، حيث تعمل على إبعاد الجسم المتحرك فى مساره المنحنى عن مركز دورانه. وكلما كانت سرعة الجسم المتحرك أكبر والانحناء أشد ازدادت قوة الطرد المركزية.

وبما أن الرياح تتحرك عموما فى مسارات شبه دائرية حول مركز الضغط الجوى المرتفع والمنخفض، لذا فإن هذه القوة التى لا تظهر بشكل واضح فى الارتفاعات الجوية وفى الانخفاضات الجوية الكبيرة بحيث يمكن إهمالها، تبدو واضحة التأثير فى الانخفاضات شديدة العمق وقليلة الاتساع والتى تصل فيها سرعات الرياح إلى مرحلة الإعصار كما هى الحال فى أعاصير الهاريكين وأعاصير التورنادو والدوامات الهوائية الصغيرة الحجم.

وتعمل قوة الطرد المركزية عكس إتجاه قوة تدرج الضغط الجوى فى نظام الضغط المنخفض، سواء أكان المنخفض الجوى ضحلاً أم متعمقاً، ففى المناطق البعيدة عن خط الاستواء تعمل هذه القوة عند السطح مع قوة دوران الأرض فى إتجاه واحد، لكنها فى العروض المنخفضة قريباً من خط الاستواء، حيث تنعدم قوة دوران الأرض، فإنها تعمل بمفردها فى عكس قوة تدرج الضغط الجوى لتتوازن معها ولتجعل الرياح تتحرك بشكل دورانى حول مركز الضغط الجوى المنخفض.

• قياس حركة الهواء

كثيراً ما تقدر قوة (أو سرعة) حركة الهواء (الرياح) حسب المقياس الذى وضعه بوفورت Beaufort Scale عام ١٨٠٥ (جدول رقم: ١-٥) . وهذا يجب أن ننوه إلى أنه غالباً ما تكون نفحات الرياح أكبر بكثير من متوسط سرعتها. والسرعات التي وضعها بوفورت هي السرعات المقاسة على ارتفاع ١٠ متر فوق مستوى سطح الأرض، علماً أن الرياح تكون على مستوى سطح الأرض أبطأ مما هي عليه في المستويات الأعلى، وذلك بسبب الاحتكاك الناتج مع سطح الأرض كما أسلفنا. -

جدول (١-٥) مقياس بوفورت لقوة الرياح

القوة	نوع حركة الهواء	العلاقة الخاصة بها على الأرض	متوسط السرعة كيلومتر/ساعة
صفر	ساكنة	يتصاعد دخان المداخن رأسيا	صفر
١	هواء خفيف	يتعين إتجاه الرياح بانحراف الدخان وليس بدوارة الرياح	أقل من كيلو متر واحد
٢	نسيم خفيف	يشعر الإنسان بالريح على وجهه، تتحرك دوارة الرياح العادية	١,٥ – ٣,٥
٣	نسيم لطيف	تكتسب أوراق الأشجار والأغصان الصغيرة حركة مستمرة وتنشر الرياح الأعلام الخفيفة	٦,٥ – ١٠
٤	نسيم معتدل	تثير الغبار وقطع الورق المتناثرة، وتتحرك فروع الشجر الصغيرة	١٣ – ١٩
٥	نسيم قوى	تبدأ الأشجار الصغيرة في التمايل، تظهر موجات	٢٠ – ٢٩
٦	نسيم شديدة	تهتز أفرع الشجر الكبيرة ويسمع صفير في الأسلاك الهاتفية	٣٠ – ٣٩
٧	عاصفة (نوء) معتدلة	تهتز الأشجار بأكملها ويصعب السير ضد الرياح	٤٠ – ٤٩
٨	عاصفة (نوء) ناعمة	تقصف الأغصان الصغيرة، ولا سبيل للسير ضد الرياح بشكل عـام	٥٠ – ٦٠
٩	عاصفة (نوء) شديدة	تتلف المباني على نطاق ضيق (تطيح بالمداخن واللافتات)	٦٣ – ٧٤
١٠	عاصفة هوجاء	قلما تحدث على اليابس، تقلع الشجر وتحدث تلفاً في الغابات والمباني	٧٥ – ٨٦
١١	زوبعة	قليلة الحدوث جداً، تتلف مساحات واسعة.	٨٨ – ٩٩
١٢	إعصار		١٠٠–١٢٠ أو أكثر

وتقاس سرعة تحرك الهواء وإتجاهه عند سطح الأرض بواسطة أجهزة رصد وتسجيل خاصة هي: أولاً: دوارة الرياح العادية Wind Vane (شكل: ٩-٥أ) وهي تتكون من صارى

ارتفاعه عشرة أمتار عليه ذراعان متعامدان مركب على أطرفهما الأربعة حروف توضح الإتجاهات الأصلية الأربعة ومعلق عليها سهم حر الحركة يبن إتجاه الياح السطحية، ويستطيع الراصد الجوى أن يحدد إتجاه الرياح بالتقريب إذا نظر إلى مجموعة والحروف والسهم من أسفل، فرأس السهم هى تحدد إتجاه الرياح. ثانياً، مبين سرعة الرياح Anemometer (شكل: ٩-٥ب) وهو عبارة عن جهاز به مجموعة طاسات مجوفة يتوقف سرعتها الدورانية طبقاً لسرعة الرياح التى تصطدم بها ومتصل به عداد لقراءة قيمة سرعة الرياح المختلفة مقدرة بالعقدة (العقدة = ١,٨ كيلو متر/ ساعة) أو الكيلو متر/ ساعة. ثالثاً، جهاز مسجل سرعة وإتجاه الرياح السطحية الكهربائي (شكل: ٩-٥جـ، د) وهو يتكون من مبين الرياح ومتصل به عدد ٢ مبين أحدهما للسرعة والآخر للإتجاه ويقوم بتسجيل مقدار السرعة ودرجة الإتجاه على خرائط أو أشرطة كاسيت أو خلافه.

الرياح السطحية

تعرف الرياح السطحية برياح طبقة الاحتكاك لكونها تتحرك فى الألف متر الأولى القريبة من السطح، والتى تخضع فى حركتها لثلاثة قوى رئيسية هى؛ تدرج الضغط، وقوة دوران الأرض ، وقوة الاحتكاك. ولولا قوة الاحتكاك لكانت حركة الرياح قرب السطح مماثلة لحركتها بعيداً عنه؛ أى لاتخذت عندها الرياح إتجاهاً مسايراً لخطوط الضغط الجوى المتساوى تاركة مركز الضغط الجوى المرتفع على يمينها فى النصف الشمالى وعلى يسارها فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. غير أن قوة الاحتكاك عند سطح الأرض تعمل على انحراف الرياح لتجعلها تقطع خطوط الضغط الجوى المتساوى بشكل زاوى متجهة نحو مركز الضغط المنخفض (شكل ١٠-٥)، وزاوية التقاطع فوق اليابس أكبر مما فوق الماء لكون سطح اليابس أكثر تضرساً.

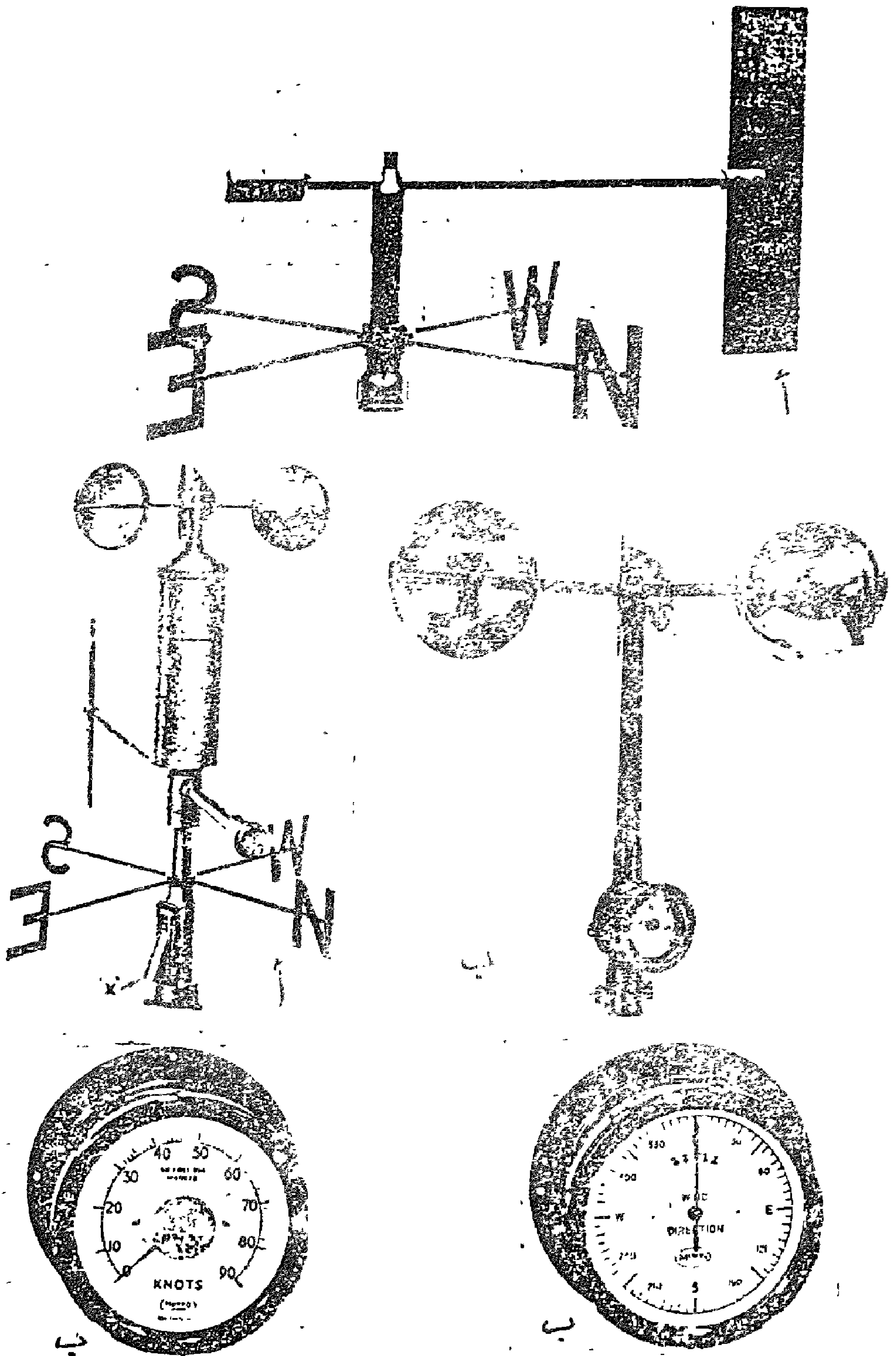
أنواع الرياح السطحية

تصنف الرياح السطحية حسب إتجاهها ومقدار انتشارها على سطح الأرض فى أربع مجموعات رئيسية هى :

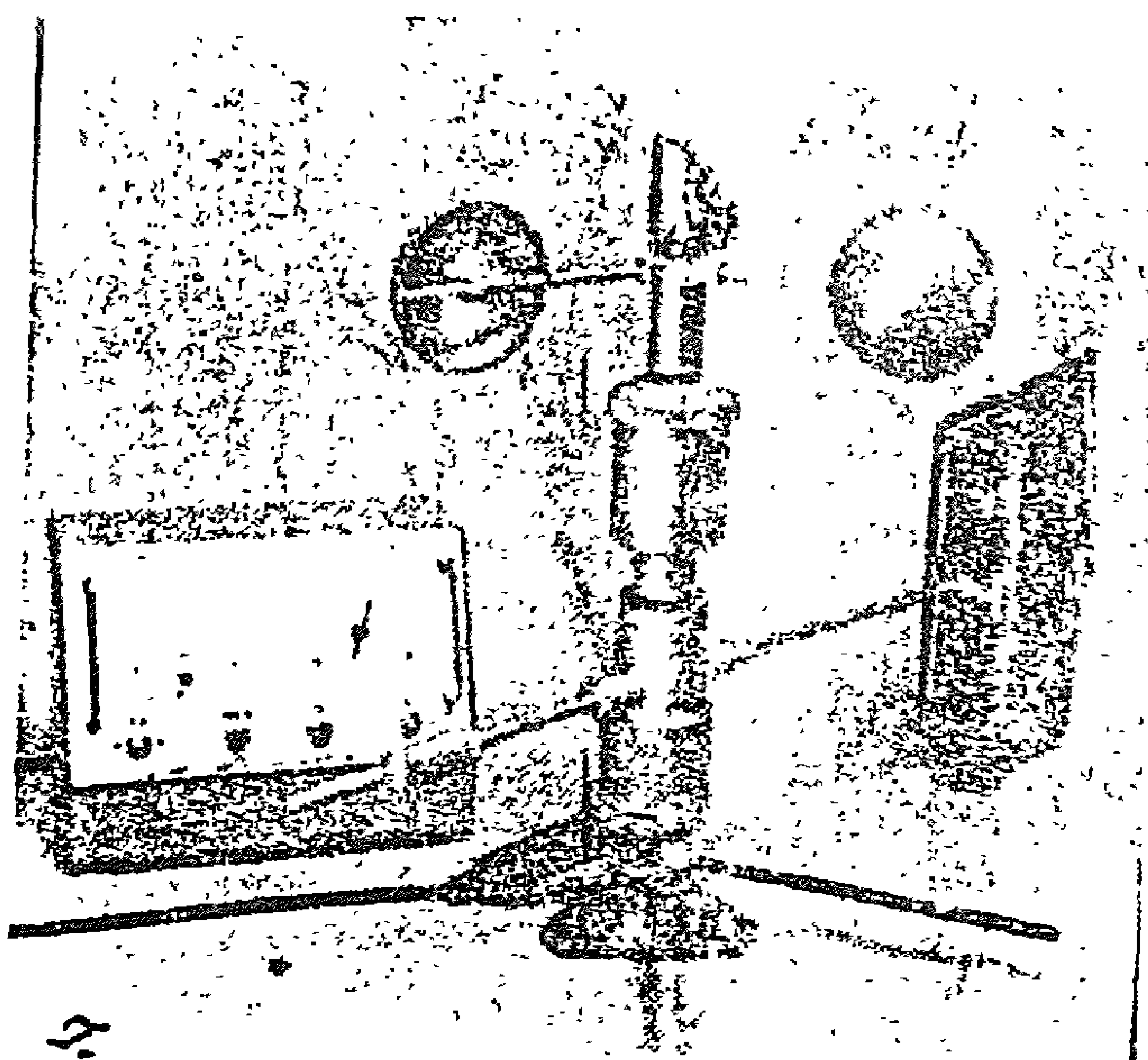
١- الرياح الدائمة :

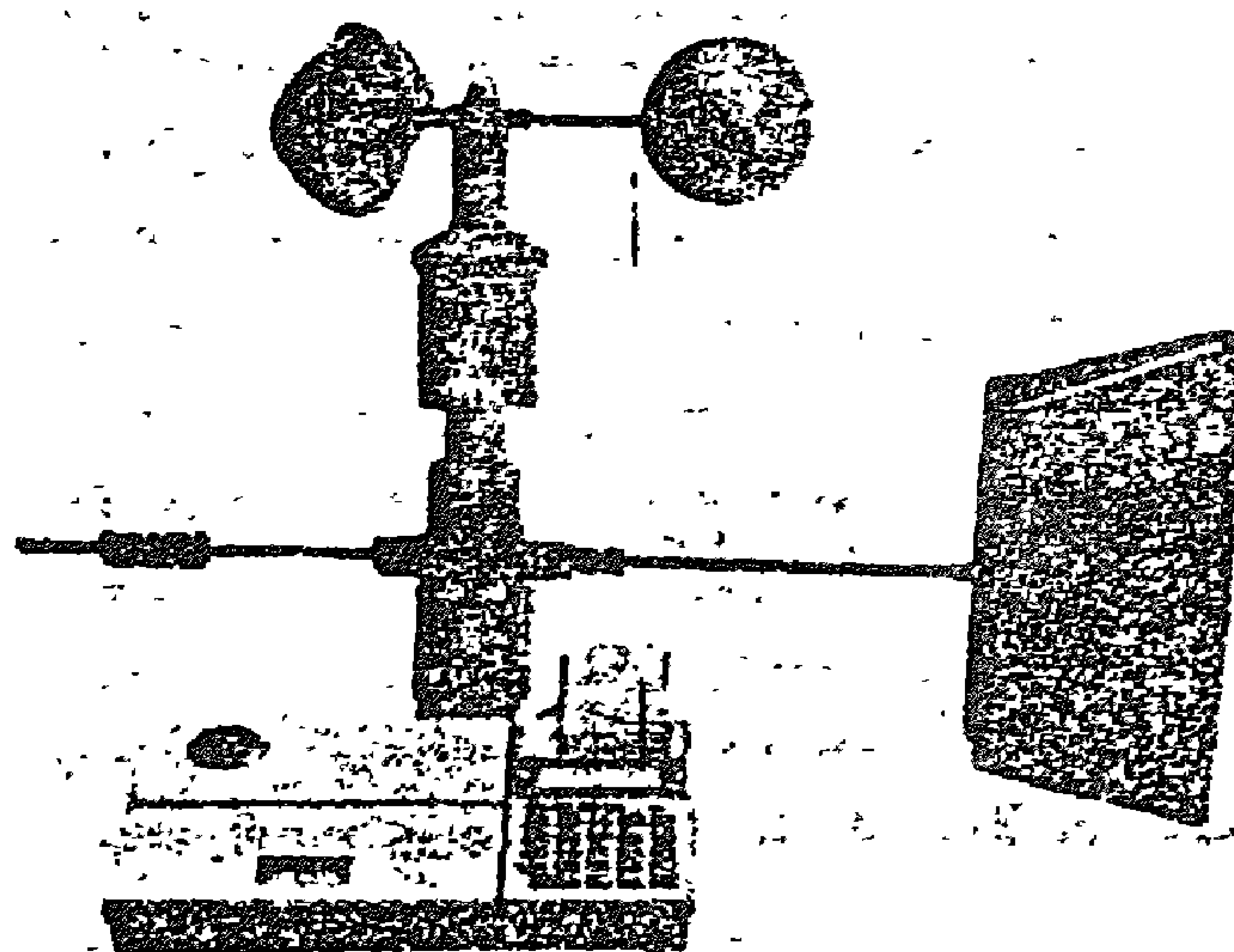
وهى الرياح التى تهب من أحزمة – أو خلايا – الضغط الجوى المرتفع الرئيسية نحو أحزمة – أو خلايا – الضغط الجوى المنخفضة (شكل ١١ – ٥). وتتميز باستمرارية هبوبها على مدار السنة، ومنها :

(أ) الرياح التجارية (Trade Winds)، تتولد هذه الرياح من جوانب خلايا الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى المواجهة للعروض الدنيا متجهة نحو منطقة الرهو الاستوائى، وهى شمالية شرقية فى النصف الشمالى وجنوبية شرقية فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. وتميل التجاريات الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية للتلاقى مع بعض فى منطقة الرهو الاستوائى، وتعرف منطقة التلاقى تلك باسم منطقة التلاقى بين المدارية (ITCZ) أو جبهة الالتقاء المدارية. إلا أنه يسود فى بعض مناطق الرهو ركوداً جوياً لعدم قدرة الرياح التجارية من



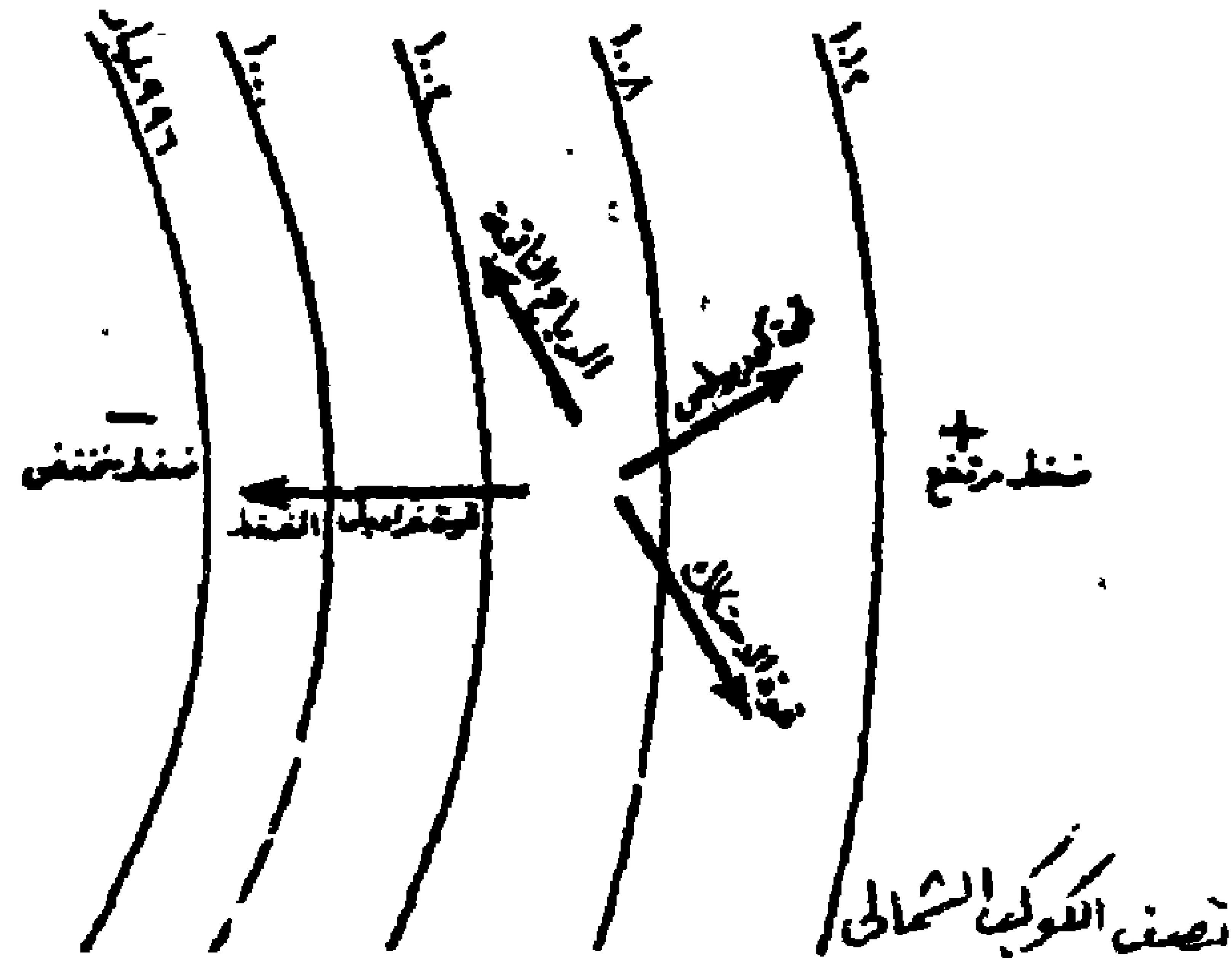
(شكل رقم: ٩-٥) أ- دوارة الرياح العادية. ب- مبين سرعة الرياح





(شكل رقم، ٩-٥) جـ- مبين سرعة واتجاه الرياح السطحية الكهرباني، د- مسجل سرعة وأتجاه الرياح السطحية الكهرباني.

الجانبين على بلوغها نتيجة ضعف، أو حتى تلاشي تـدرج الضغط الجوى فيها (شكل: ١٢-٥)

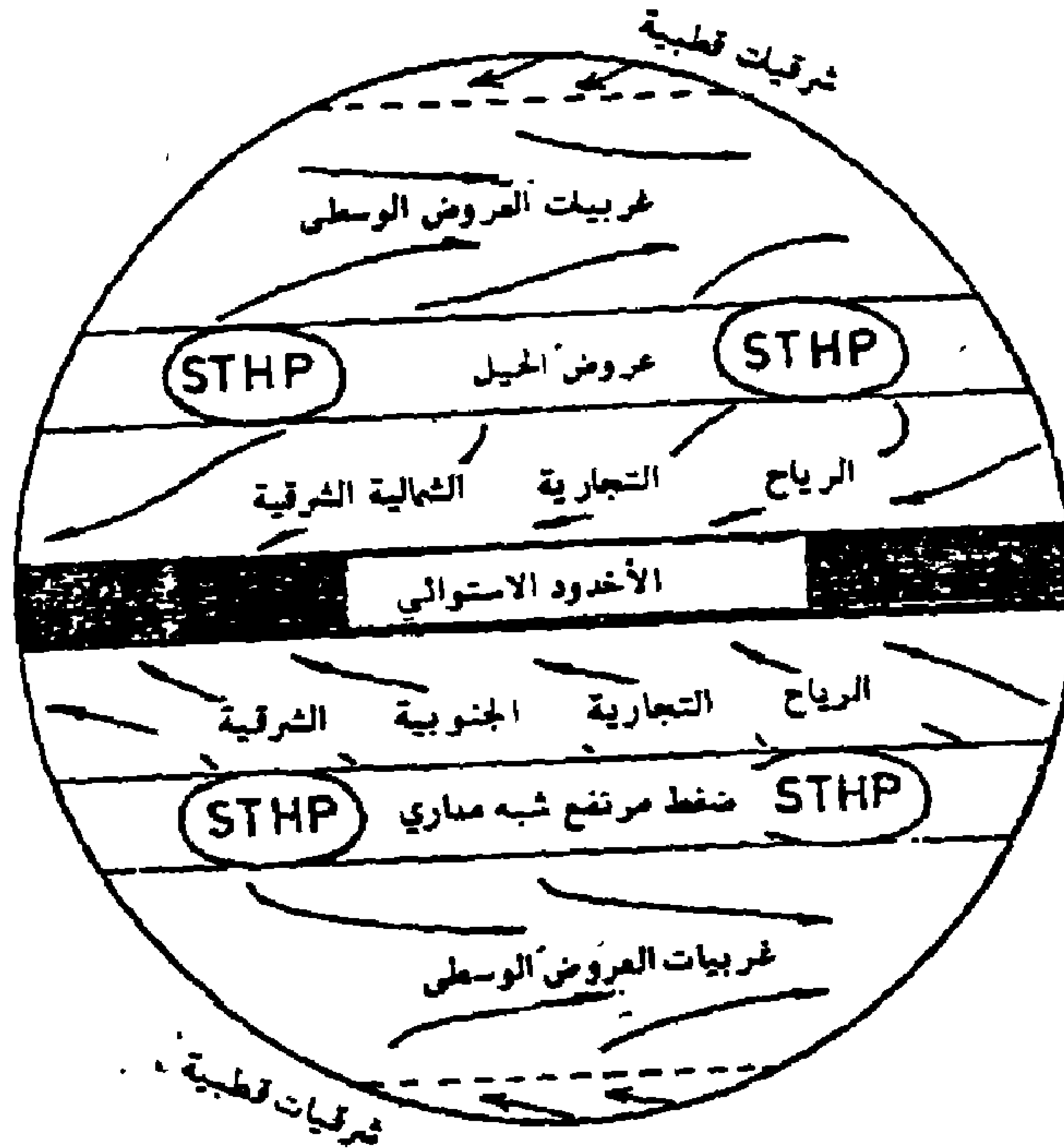


(شكل رقم: ١٠-٥) الانسياب السطحي للهواء (الرياح في طبقة الاحتكاك)

وتتصف الرياح التجارية بجفافها، لكن إذا ما سنحت لها الفرصة لعبور مسطحات مائية فإنها تتحمل بالرطوبة الوفيرة التى تسقطها أمطاراً على السواحل الشرقية للقارات التى تتعرض لها (جنوب شرقى إفريقية، جنوب شرقى أمريكا الجنوبية وشمال شرقها)، بينما تبقى السواحل الغربية للقارات فى عروض هبوبها جافة تسودها الصحارى فى معظمها. ونتيجة لتعاكس فعل قوة دوران الأرض فى نصفى الكوكب الشمالى والجنوبى، ولتحرك منطقة الضغط الجوى المنخفض الاستوائي المرتبط بخط الاستواء الحرارى شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية، بحيث يتركز فى فصل الشتاء جنوبى خط الاستواء الفلكى وفى فصل الصيف شمالى خط الاستواء الفلكي. وبما أن الرياح التجارية تندفع فى نصفى الكوكب نحوه، لذا فإن على إحداها أن تجتاز خط الاستواء الفلكى فى فصل والأخرى فى فصل آخر (شكل ١٢-٥) نحو خط الاستواء الحرارى، مما يجعلها تغير اتجاهها عند عبورها بفعل قوة دوران الأرض؛ فالرياح الشمالية الشرقية تصبح شمالية غربية بعد اجتيازها خط الاستواء الفلكي. والرياح الجنوبية الشرقية تصبح جنوبية غربية بعد عبورها خط الاستواء الفلكي. وتعرف المنطقة التى تهب فيها الرياح الغربية التجارية الاستوائية باسم منطقة الرياح الغربية الإستوائية التى قد تختفى فى بعض المناطق التى يسودها الهدوء الاستوائي. والرياح الغربية الاستوائية؛ رياح خفيفة السرعة، رطبة لكونها تمر فوق المنطقة الاستوائية ذات الغطاء النباتى الوفير والتربة الرطبة والحرارة المرتفعة التى تنشط من عملية التبخر والنتح.

(ب) **الرياح الغربية (العكسية) في العروض الوسطي؛** وهى تعرف باسم: (الرياح

العكسية)، لكونها تعاكس في إتجاهها الرياح التجارية في نصفي الكوكب، إذ تنبعث هذه الرياح من الجانب المواجه للقطب في خلايا الضغط المرتفع شبه المدارى (الجانب الشمالى الغربى فى نصف الكوكب الشمالى) بإتجاه مركز الضغط الجوى المنخفض دون القطبى، لذا فإن مجال هبوبها يكون بين خطى عرض ٣٥-٦٠ درجة شمالاً وجنوباً، وهى جنوبية غربية في نصف الكوكب الشمالي، وشمالية غربية في نصف الكوكب الجنوبي وتتميز باضطراب اتجاهها وعدم انتظام سرعتها بخاصة في نصف السنة الشتوى الذى تكثر فيه المنخفضات الجوية. وهى عموماً رياحاً دافئة رطبة في حال هبوبها على الأجزاء الغربية من القارات.

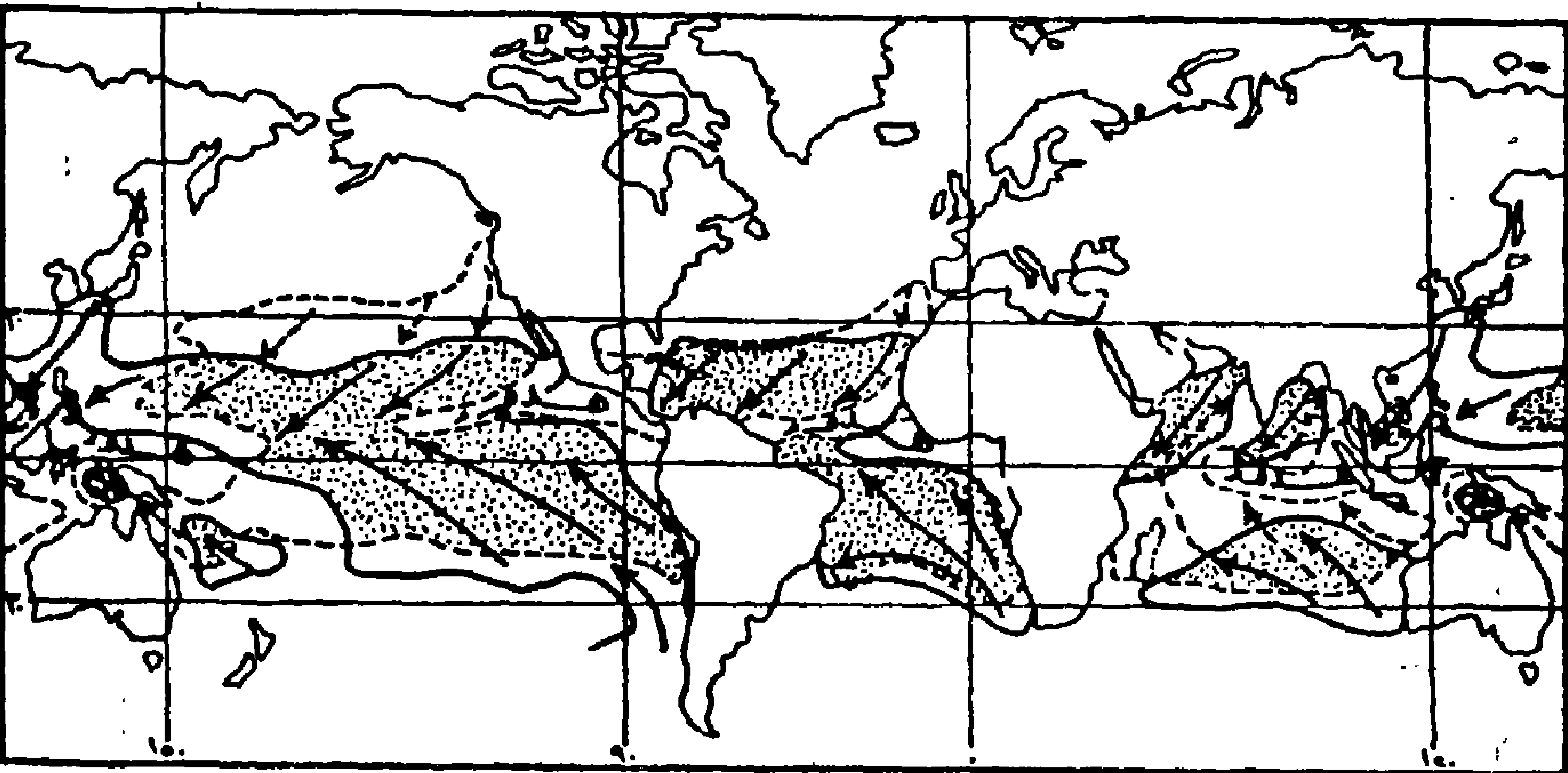


(شكل رقم: ١١-٥) أحزمة الرياح الرئيسية في العالم

(جـ) الرياح القطبية: وهى رياح باردة، قليلة الرطوبة، تهب من الضغط الجوى المرتفع القطبى بإتجاه الضغط الجوى المنخفض دون القطبى، وهى شرقية شمالية شرقية فى نصف الكوكب الشمالى، وشرقية جنوبية شرقية في نصف الكوكب الجنوبى. وكثيراً ما تتوغل القطبيات الشمالية نحو الجنوب فى كل من آسيا وأمريكا الشمالية لتبلغ العروض شبه المدارية محدثة طقساً جافاً شديدة البرودة إذا ما كانت قادمة من منطقة قارية، أو طقساً بارداً وممطراً إذا ما كانت قادمة من مناطق بحرية.

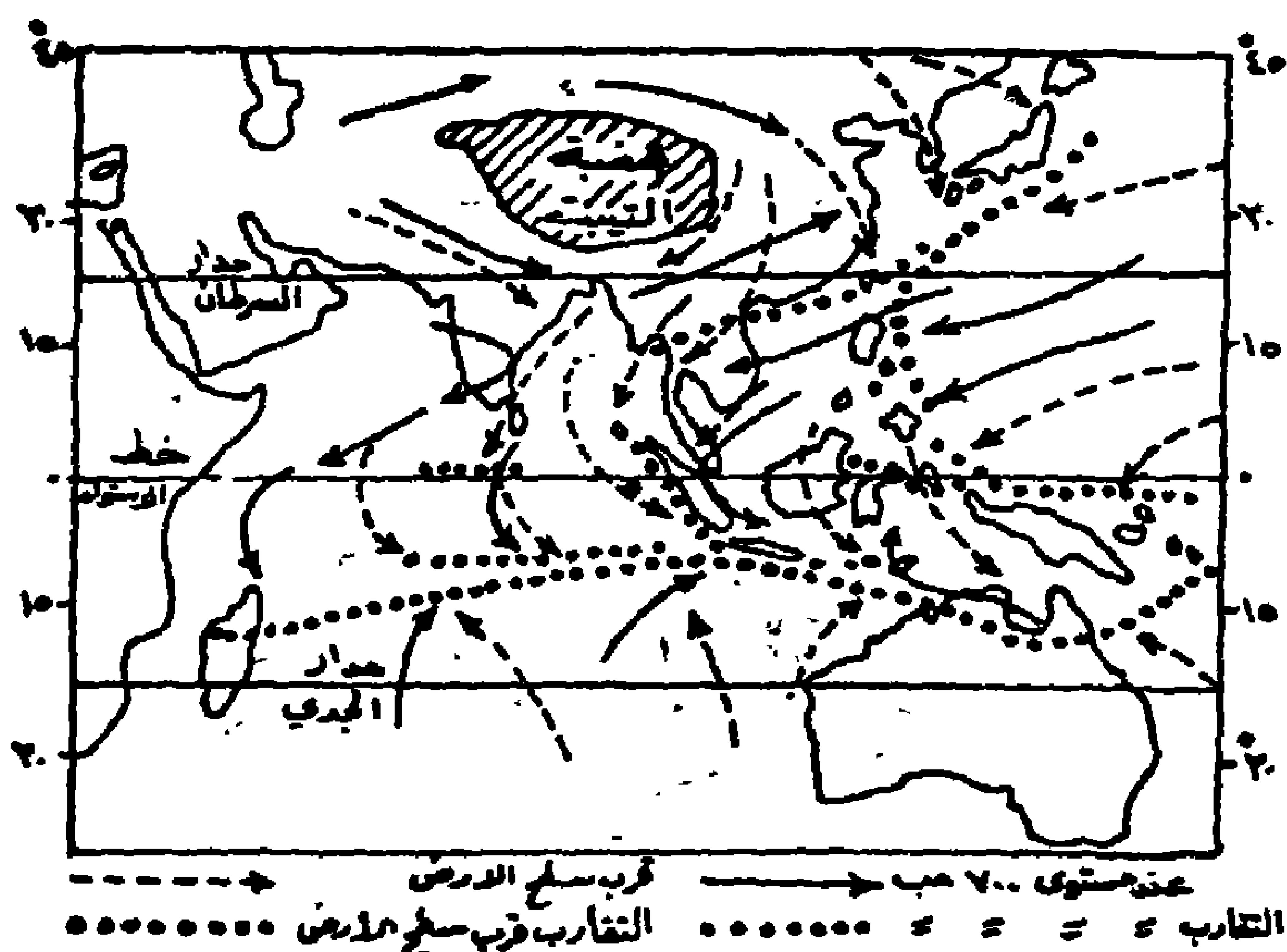
٢- الرياح الموسمية:

وهى رياح فصلية تهب فى مواسم محددة من السنة بصورة دورية على بعض مناطق



شكل رقم (١٢-٥) مناطق الرهو (الهدوء) الاستوائي ومناطق التقارب

كوكب الأرض التى يكثر فيها تداخل كتل اليابس بالماء، كما هى الحال فى جنوبى آسيا وجنوبها الشرقى والشرقى، وأجزاء من أثيوبيا والصومال واليمن، وشمالى أستراليا، وأجزاء من جنوب شرقى الولايات المتحدة. وتشكل القارة الآسيوية الميدان الرئيسى لظهور الرياح الموسمية بنوعيها الشتوى والصيفى. ففى **فصل الشتاء الشمالي** تصبح أواسط آسيا وشماليها مركزاً لضغط جوى مرتفع، بينما تكون البحار الحارة الجنوبية ذات ضغط جوى منخفض يمتد محوره إلى الجنوب من خط الاستواء، وهذا ما يترتب عليه اندفاع الهواء من الضغط الجوى المرتفع الآسيوى نحو البحار الجنوبية على هيئة تيارات أفقية (رياح) تكون فى أصلها جافة تتحمل بالرطوبة عند مرورا فوق البحار والمحيطات، كما يحدث عند مرورها فوق خليج البنغال باتجاه ساحل الهند الشرقى لتسقط أمطاراً وفيرة فوق الأجزاء الشرقية والجنوبية الشرقية من الهند، ويكون اتجاه الموسميات الشتوية غربياً فوق اليابان وشمالى الصين، وشمالياً فوق جنوبى الصين، وشمالياً شرقياً فوق الهند (شكل: ١٣-٥) أما فى **فصل الصيف الشمالي** فتصبح أواسط آسيا وجنوبها مركزاً لضغط جوى منخفض حرارى تندفع نحو الرياح من الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى الجنوبى المتركز عند خط عرض ٣٠ جنوباً بصورة رياح جنوبية شرقية (تجارية) قبل عبورها خط الاستواء شمالاً، ولتصبح رياحاً جنوبية غربية - بعد عبورها خط الاستواء - فوق الهند والهند الصينية، ولتصل إلى جنوب شرقى الصين من الجهة الجنوبية، وإلى اليابان من الجهة الجنوبية الشرقية (شكل: ١٤-٥). وتمثل فترة هبوب الرياح الموسمية الصيفية موسم الأمطار الفعلى فى جنوب آسيا وجنوبها الشرقى وشرقيها، حيث يسقط أثناء هبوبها أغزر الأمطار وأوفرها.



(شكل رقم: ١٣-٥) الحركة الهوائية الموسمية الأسيوية الشتوية.

(شكل رقم: ١٤-٥) الحركة الهوائية الموسمية الأسيوية الصيفية

٢- الرياح المحلية :

وهي رياح تهب على مناطق معينة من العالم حسب نظام غير ثابت وخلال فترة زمنية قصيرة (يوماً أو بضعة أيام) . ومن أمثلتها :

١- **رياح المنخفضات الجوية:** وهي تلك الرياح التي تهب في مقدمة المنخفضات الجوية أو في مؤخرتها، ولذا يميزها نوعان (شكل: ١٥-٥) :

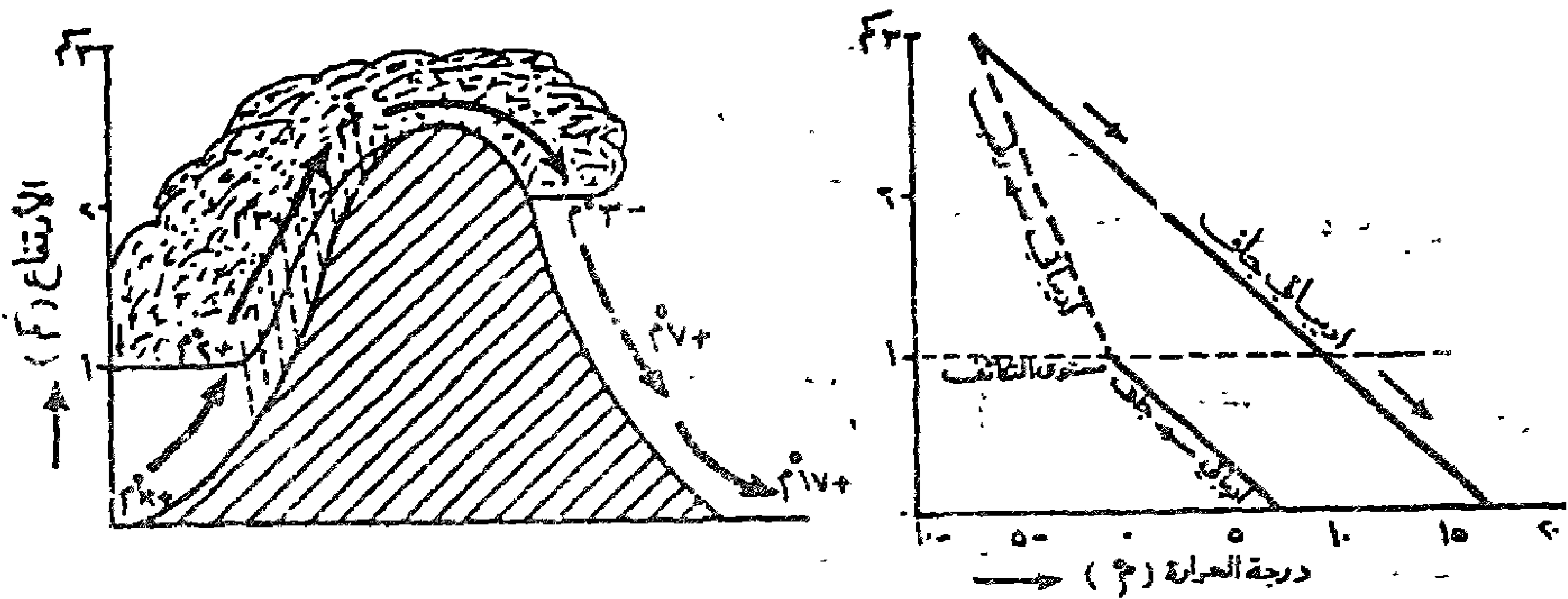
(شكل رقم: ١٥-٥) الرياح المحلية المصاحبة للمنخفضات الجوية

• **رياح دافئة:** تهب فى مقدمة المنخفضات الجوية الجبهية رياح دافئة تختلف تسميتها باختلاف المناطق التى تهب عليها. وهى عموماً رياح جنوبية جافة ومتربة، تعرف باسم **الخماسين** فى مصر، وباسم **السيروكو** فى شمال شرقى الجزائر، وباسم **السموم** فى شبه الجزيرة العربية، و**الهبوب** فى السودان، و**القبلي** فى ليبيا، و**السولانو** فى جنوب شرقى إسبانيا.

• **رياح باردة:** وهى رياح تهب فى مؤخرة المنخفضات الجوية الجبهية من الإتجاه الشمالى عموماً، وهى عادة باردة وجافة. ومن الأمثلة عنها: **رياح المسترال** التى تهب على الساحل الفرنسى المتوسطى، و**رياح البورا** التى تهب على ساحل دلماشيا فى يوغسلافيا، و**رياح الفاردارك** التى تهب على شمالى بحر إيجة.

٢- **رياح الفوهن:** وهى رياح هابطة فوق سفوح الجبال متصفة بجفافها وشدة حرارتها. ومن أبرز الأماكن التى تهب عليها رياح الفهن السفوح الشمالية لجبال الألب الأوربية. بينما تعرف الرياح التى تهبط فوق السفوح الشرقية من جبال الروكى الأمريكية قادمة من الغرب باسم رياح الشنوك. وتسود الرياح من نوع الفوهن فى معظم بقاع العالم التى تتعرض فيها الجبال للرياح الرطبة.

ومصدر رياح الفوهن الألبية الأساسية الجزء الشمالى من القارة الإفريقية عندما يكون مغطى بنظام ضغط جوى مرتفع (مرتفع شبه مدارى)، حيث تندفع منه تلك الرياح بإتجاه الشمال نحو الضغوط الجوية المنخفضة المتنقلة شرقاً إلى الشمال من جبال الألب، وبمرورها فوق البحر المتوسط تتحمل ببخار الماء لتتحول من رياح حارة جافة إلى رياح حارة رطبة. وما أن تصطدم بمقدمات الألب الجنوبية حتى تأخذ بالارتفاع والتبريد ذاتياً إلى أن تبلغ درجة حرارة نقطة الندى، ويأخذ بخار الماء بالتكاثف متحررة عندها الحرارة الكامنة فيه. وما أن يعبر الهواء قمم الجبال – المغطاة بالسحب الماطرة الممتدة حتى الجزء العلوى من السطح المعاكس لاتجاه الرياح – حتى يضطر إلى الهبوط على السفح الآخر ليسخن ذاتياً بالتضاغط مما يؤدى إلى تبخر بعض قطيرات ماء أعالى السحب مستنفداً بذلك جزءاً من طاقته، مخفضاً من درجة التسخين الذاتى. وما أن يهبط الهواء مسافة قصيرة أسفل القمم حتى تكون جسيمات السحابة قد تبخرت، ليسخن بهبوطه بعدها وفق المعدل الذاتى الجاف (١°م/ ١٠٠م)، مما يقود به إلى التسخين السريع وازدياد جفافه ليصل إلى قاعدة السفح الشمالى من الجبال بهيئة هواء حار جاف جداً، يرفع من درجة الحرارة أحياناً إلى أكثر من ١٠°م خلال عدة ساعات أو حتى خلال بضعة دقائق، مما قد يؤدى إلى حدوث حرائق فى الغابات فى فصل الربيع (شكل: ١٦-٥).



(شكل رقم: ١٦-٥) رياح الفوهن والتغيرات المرافقة لها في الحرارة والرطوبة

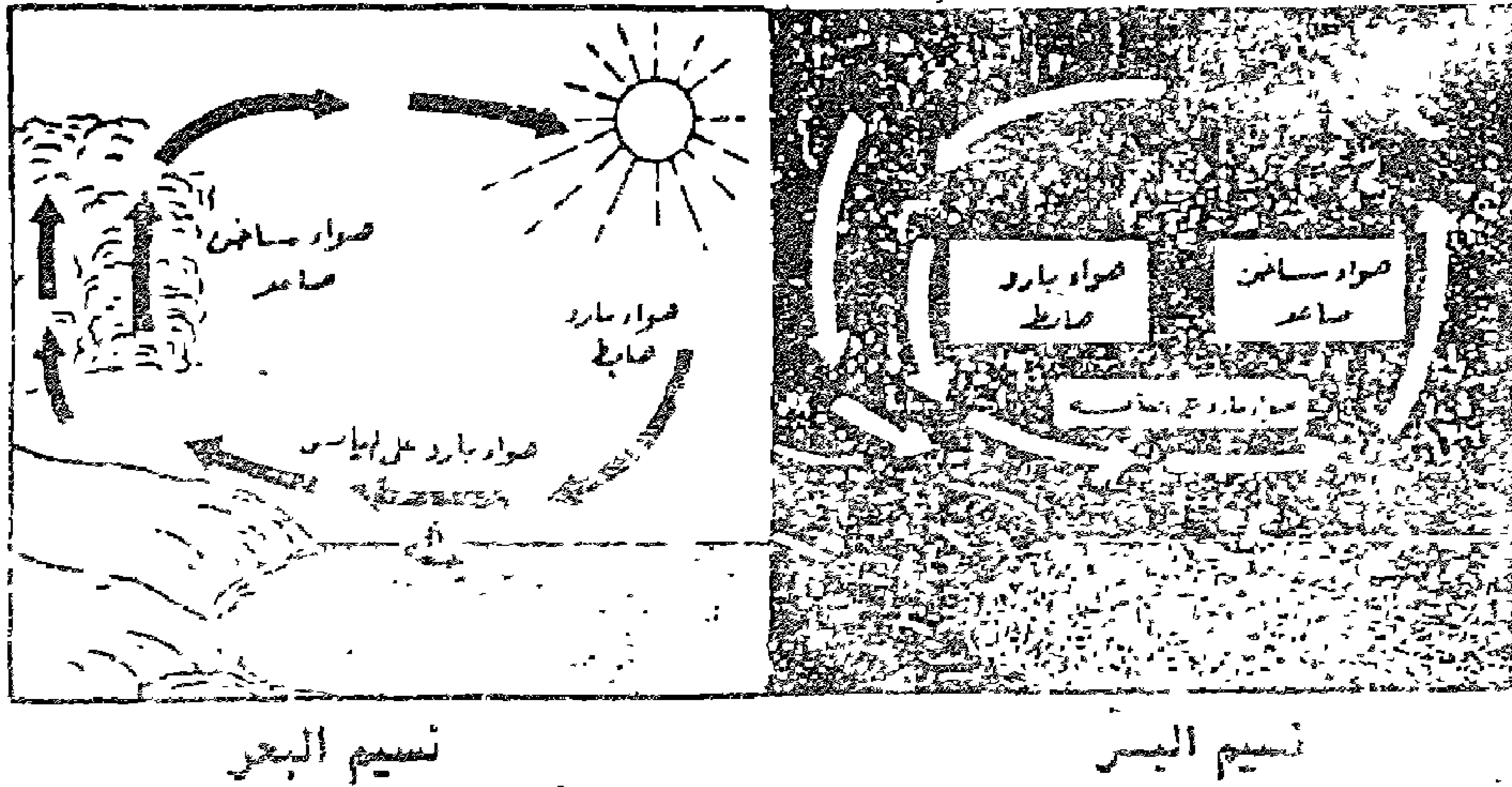
٤- الرياح اليومية :

تفسح ذبذبة الضغط الجوى اليومية الدورية – ما بين النهار والليل – المجال لظهور رياح على مقياس صغير فى مناطق محددة؛ كما هو الحال فى نسيم البر والبحر، ونسيم الوادى والجبل.

نسيم البر والبحر

يحدث فى أيام الطقس الهادئ والسماء الصحوة، تبريد ليلى لسطح اليابس يفوق التبريد الذى يتعرض له سطح ماء البحر المجاور، مما يترتب عليه تبريد لهواء الطبقات فوق اليابس بسرعة أكبر من سرعة تبريد هواء فوق سطح البحر، وهذا يقود إلى انكماش الهواء فوق اليابس وتضاغطه أكثر من انكماشه وتضاغطه فوق البحر. مما ينتج عنه أن يصبح الضغط الجوى على سطح اليابس أعلى مما هو على سطح البحر (ضغط جوى مرتفع فوق اليابس ومنخفض فوق البحر) . ويترتب على ما تقدم، تحرك الهواء ليلاً من اليابس الأبرد والأعلى ضغطاً إلى البحر الأدفأ الأقل ضغطاً على صورة نسيم خفيف يعرف بنسيم البر، بينما تكون حركة الهواء عكسية فى الأعلى (من فوق البحر إلى فوق اليابس) ، ويصل ما بين الحركتين الأفقيتين، حركتان رأسيتان، إحداهما هابطة فوق اليابس والأخرى صاعدة فوق البحر (شكل: ١٧-٥) . ويستمر هبوب نسيم البر طوال الليل إلى ما بعد بزوغ الشمس بقليل، وسرعته محدودة. أما أثناء النهار، فيكون اليابس أكثر حرارة من البحر نتيجة سرعة تسخن اليابس قياساً بالماء، مما يقود الهواء الساخن فوق اليابس بالتحرك للأعلى مترتباً عليه انخفاض الضغط الجوى على سطح الأرض، بينما يكون سطح الماء أبرد والهواء الملامس له أبرد أيضاً، والضغط الجوى أعلى. ونتيجة لأن سطوح الضغط فوق البحر تكون متضاغطة على بعضها أكثر من تضاغطها فوق

اليابس، فإن الضغط فوق البحر يكون أعلى مما هو عليه فوق اليابس. ولذا فإن الهواء عند السطح يتحرك من البحر الأبرد الأكثر ضغطاً إلى اليابس الأدفأ الأخفض ضغطاً، وفي المستويات العليا تكون الحركة عكسية (شكل: ١٧-٥). ويعرف الهواء المتحرك نهاراً عند السطح من البحر إلى البر باسم **نسيم البحر** الذي يبلغ أقصى قوته في ساعات بعد الظهيرة، ويمكن لنسيم البحر أن يخفض درجة الحرارة في المنطقة الساحلية التي يهب عليها بما يعادل ٨-١٠°م خلال أقل من نصف ساعة.

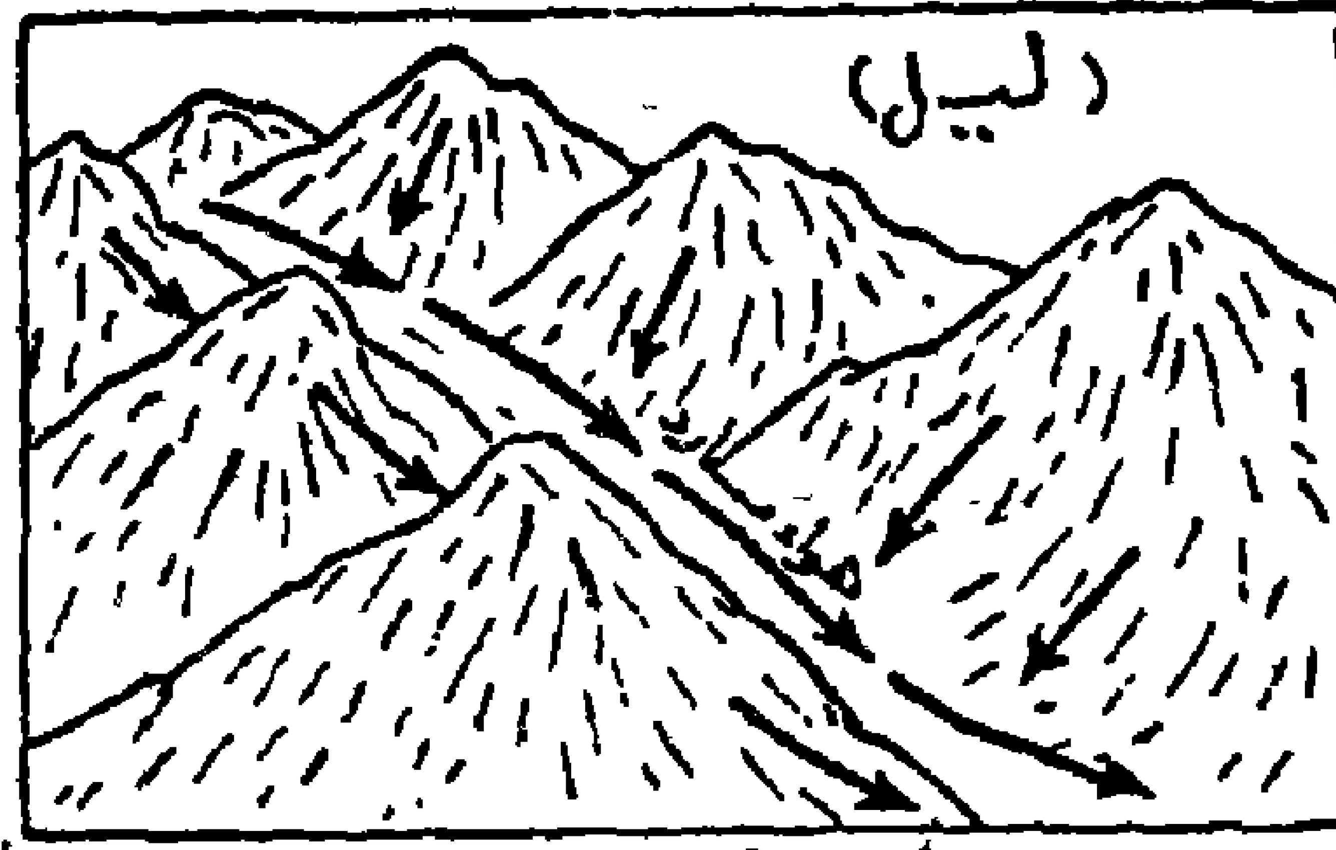


(شكل رقم: ١٧-٥) نسيم البر ونسيم البحر

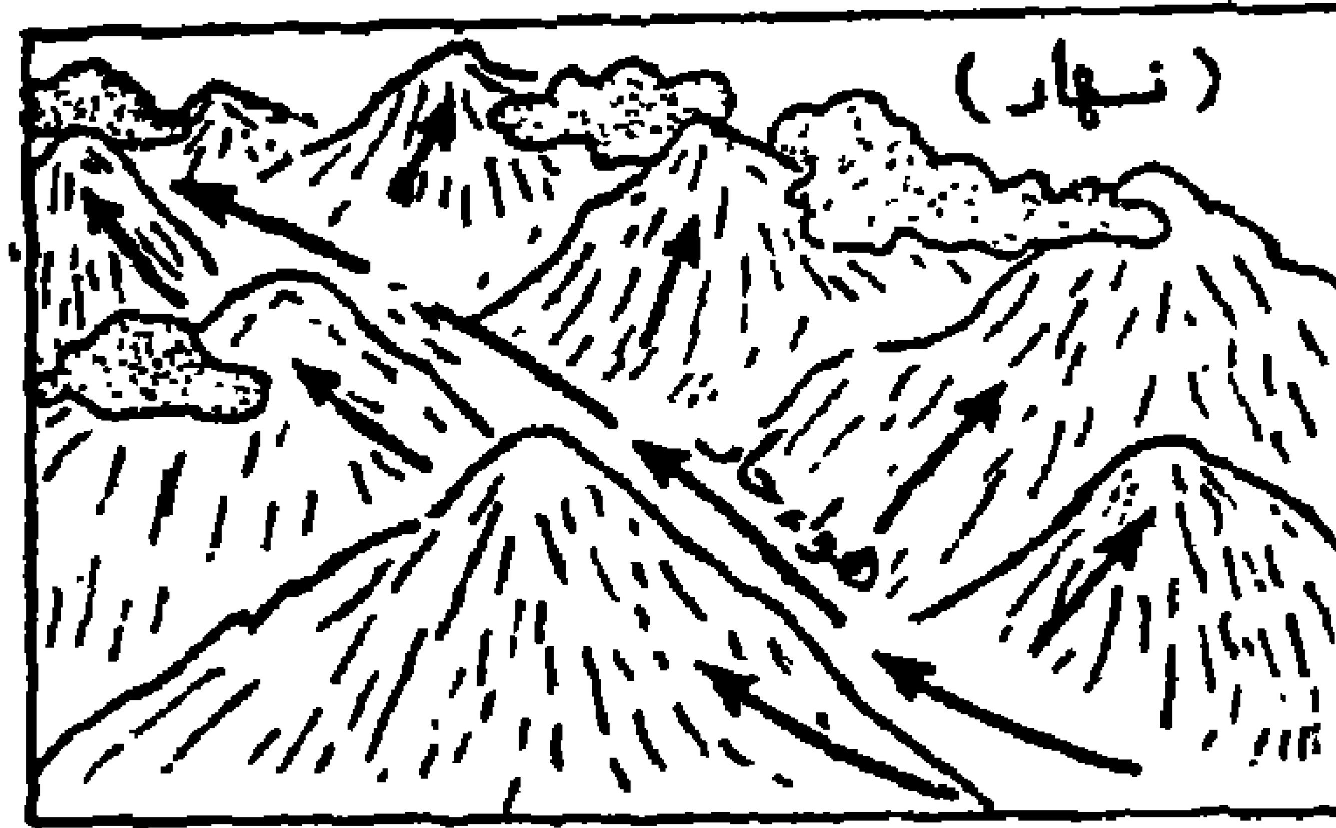
نسيم الوادي والجبل

يمثل نسيم الجبل والوادي دورة صغرى للهواء تتم خلال الأربع والعشرين ساعة ما بين أعالي سفوح الجبال وقيعان الوديان أو المنخفضات المجاورة لها. ففي الليالي الصحوة الهادئة تبرد أعالي سفوح الجبال بسرعة أكبر من سرعة برودة الأجزاء الدنيا من تلك السفوح، ومن قيعان الوديان أو المنخفضات الحوضية المجاورة مما يجعل الهواء الأبرد الملامس لسطح الجبل والأكثر كثافة يهبط تحت تأثير وزنه بإتجاه قيعان المنخفضات والوديان كرياح سفحية هابطة تعرف باسم نسيم الجبل (شكل: ١٨-٥)، وتبلغ سرعة نسيم الجبل حدها الأقصى عند شروق الشمس في الفترة التي يبلغ فيها التبريد الليلي حده الأعلى.

أما أثناء النهار فتكون الحركة معاكسة لليل (شكل: ١٨-٥)، حيث ترتفع حرارة قيعان الوديان والمنخفضات بسرعة وإلى درجة أكبر، مما ينجم عنه تمدد الهواء الجاثم فوقها وانخفاض كثافته، وإرتفع نحو الأعلى متسلقاً سفوح المنحدرات كرياح سفحية صاعدة تعرف باسم نسيم الوادي. وهو أقل سرعة من نسيم الجبل لمعاكسته قوة الجاذبية الأرضية.



نسيم الجبل



نسيم الوادي

(شكل رقم: ١٨-٥) نسيم الجبل والوادي

التيارات الهوائية العلوية

يتحرك الهواء فوق سطح الأرض وبالقرب منه (طبقة الاحتكاك) تحت تأثير قوتين هما كما ذكرنا، قوة تدرج الضغط الجوى الأفقى وقوة دوران الأرض، مع إهمال قوة تدرج الضغط الرأسية وقوة الجاذبية. وما إن يبدأ جزء من الهواء بالتحرك تحت تأثير قوة تدرج الضغط الجوى الأفقى عابراً لخطوط الضغط الجوى المتساوية حتى تبدأ قوة دوران الأرض بالعمل على انحرافه عن مساره الأصلى، وبازدياد سرعة الهواء المتحرك تزداد فعالية قوة دوران الأرض، إلى أن يحدث التعادل بين القوتين ليأخذ الهواء عندها حركة موازية لخطوط الضغط المتساوى، تاركاً الضغط الجوى المرتفع على يمينه فى النصف الشمالى وعلى يساره فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. ولذا فإن الرياح العلوية تكون غربية فى العروض الوسطى والعليا يمين الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى العلوى) وشرقية فى العروض الدنيا (يسار الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى العلوى). وتعرف الرياح العلوية التى تهب موازية لخطوط الضغط الجوى المتساوية باسم **الرياح الجيوسترفية** التى تكلمنا عنها سابقاً، وهى تمتاز بالرتابة وثبات الاتجاه. وسرعتها تكاد تكون ثابتة.

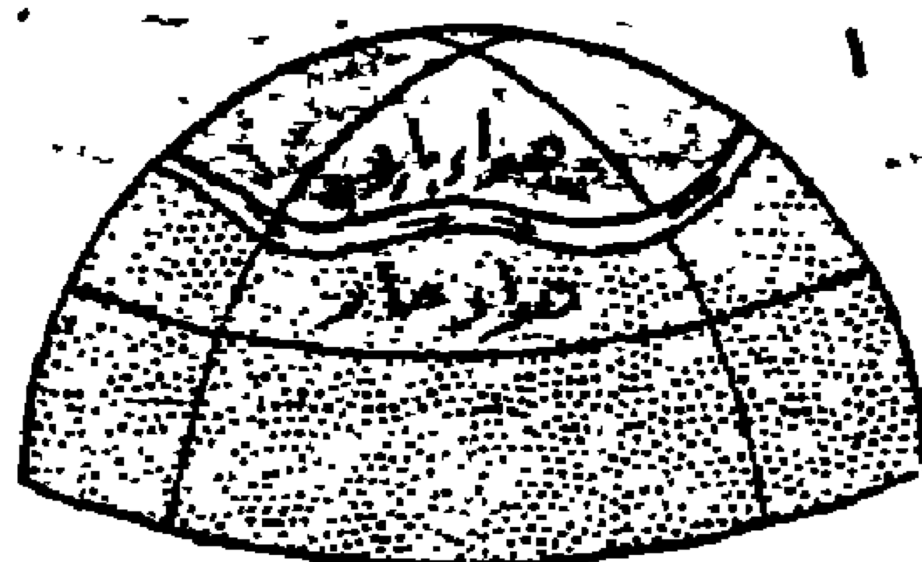
ويمكن تمييز نوعين من التيارات العلوية هما :

١- التيارات الغربية العلوية

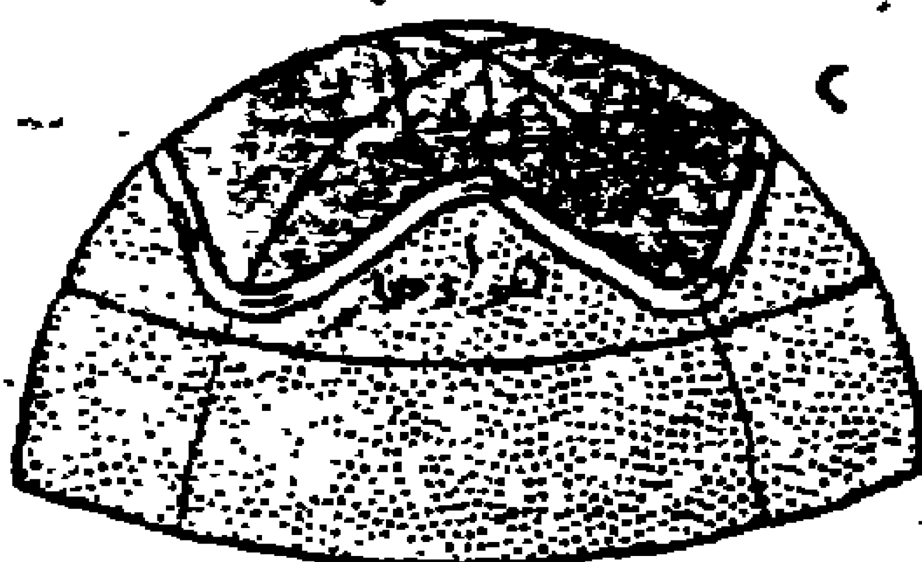
تسود التيارات الغربية الجيوستروفية في الجزء العلوى من التروبوسفير (فوق ٥ كيلو متر) في العروض الوسطى من نصفي الكوكب، مستمدة طاقتها الحركية من تدرج الضغط الجوى الموجود بين دائرتي عرض ٣٥ - ٥٥ درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، الذى يحدد سرعته الرياح ودرجة نطاقيتها. إذ تختلف درجة النطاقية باختلاف سرعة التدفق الغربى، وتختلف مع ذلك سعة التموجات وطولها. وبصورة عامة فإن طول الموجة من التموجات فى التيار الغربى تتراوح بين ٦٠ - ١٢٠ درجة طولية حسب سرعة التدفق. فعندما تكون التناقضات فى درجة الحرارة بين العروض الدنيا والوسطى على أشدها - كما يحدث فى نصف السنة الشتوى - حيث يصل التدرج الأفقى فى الضغط الجوى إلى أكثر من ٨ مليبار/ درجة عرضية بين دائرتي عرض ٣٥ - ٥٥ شمالاً، مما يجعل التيار الغربى يندفع بأقصى سرعة له، وهو يرقد أبعد ما يكون إلى الشمال، متخذاً فى مساره شكلاً أقرب ما يكون إلى الانسيابى، لكون التموجات فيه قليلة جداً، مما يجعل كتل الهواء الباردة تنحصر فى العروض العليا والدافئة فى العروض الوسطى، ويكون التبادل الطولى بين هواء العروض الدنيا والعليا محدوداً جداً (شكل: ١٩-٥أ). وتعرف هذه المرحلة من تطور التيار الغربى باسم **النطاقية العظمي** التى تتميز بالظواهر التالية: حركة سريعة للمنخفضات نحو الشرق، وتبادل طولى قليل للكتل الهوائية، وتطور شديد فى الضغوط الجوية المرتفعة شبه المدارية والمنخفضات الأيسلندية وتزحزحها لتتمركز إلى الشرق من موقعها الأصلى. وفى حال تباطؤ حركة التيار الغربى تتزايد سعة الموجات ويقل طولها، نتيجة تعمقها باتجاه خط الاستواء، متولداً عن ذلك تدفق للهواء القطبى نحو خط الاستواء، وللهواء المدارى نحو القطبين (شكل: ١٩-٥ب). وكلما تباطأت حركة التيار الغربى أكثر ازدادت سعة الموجات، ونشط الحركات الطولية التبادلية للهوائين المدارى والقطبى، واقترب التيار الغربي عندئذ من خط الاستواء (شكل: ١٩-٥جـ)، وهكذا إلى أن تصبح التموجات واسعة جداً إلى الدرجة التى يحدث عندها انفصال لقيعان الموجات وقممها عن التيار الأصلى، متولداً من ذلك دوامات مغلقة فى شمال التيار الرئيسى وجنوبه (شكل: ١٩-٥د). وتعرف هذه المرحلة النهائية من مراحل تطور التيار الغربى بالنطاقية المنخفضة التى تصاحب بالمظاهر التالية : تدرج حرارى - شرقى - غربى شديد، والمظهر الخليوى للحركة الجوية الذى ينجم عنه بفعل آلية القطع تولد منخفضات جوية ديناميكية ذات هواء بارد (كتلة باردة محاطة بهواء حار) ومرتفعات جوية ديناميكية ذات هواء حار (كتلة حارة محاطة بهواء بارد). وقد تمتد المنخفضات المتشكلة وفق هذه الآلية حتى السطح لتشكل نواه لتطور منخفضات جوية.

وتعزى نشأة الأمواج العلوية إلى مبدأ المحافظة على الدورانية المطلقة للرياح التى هى نتاج الحركة الدورانية للأرض والحركة الدورانية للرياح بالنسبة للأرض عند أية سرعة للرياح فوق سطح الأرض؛ ذلك أن الدورانية لا ترتبط فقط بحركة الهواء حول المنخفض أو المرتفع الجوى (الدورانية النسبية)، وإنما ترتبط أيضاً بموقع ذلك النظام الحركى على الأرض الدائرة. وتتركب

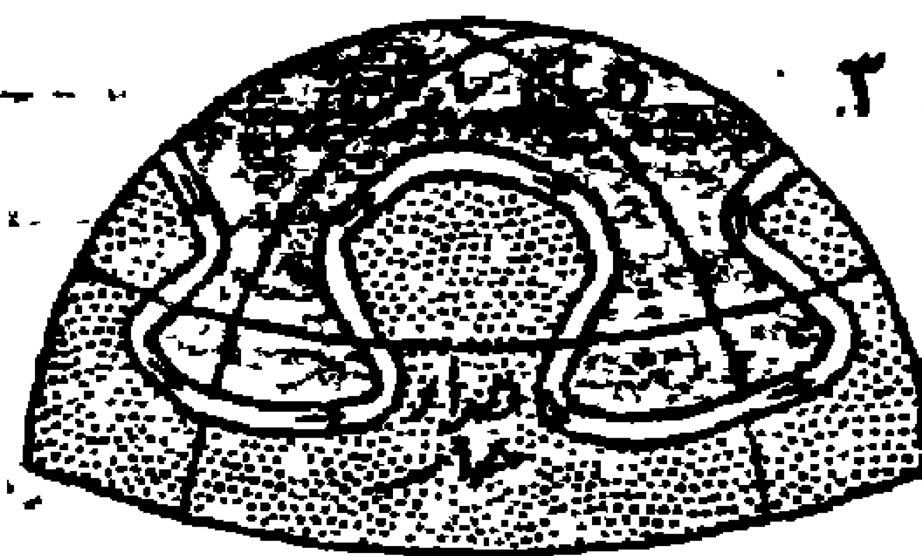
المركبة الرأسية للدورانية المطلقة للرياح من الدورانية النسبية لها حول المنخفض أو المرتفع الجوى وقيمة معامل كوريولى. وأى خلل فى التوازن بين دورانية الأرض وحركة الرياح سيجعل الرياح تحاول تعديل مسارها إلى أن تعود إلى حالة التوازن مع حركة الأرض الدورانية، إذ تميل الحركة الدورانية المطلقة دائماً للمحافظة على قوتها، حيث إن: [(معامل كوريولى + الدورانية النسبية للرياح) × معدل التغير التالى فى الحركة] = صفراً. ومن ثم فإنه، إذا ما تحرك الهواء بإتجاه القطب، فإن معامل كوريولى يتزايد، وسيعود التيار الهوائى للإتجاه إلى العروض الدنيا. أما إذا تحرك الهواء تجاه خط الاستواء من دائرة عرضه الأصلية، فإن معامل كوريولى يتناقص، مما يتطلب حدوث تزايد فى الدورانية النسبية للرياح، والناتج انحراف مرة أخرى للتيار باتجاه القطب.



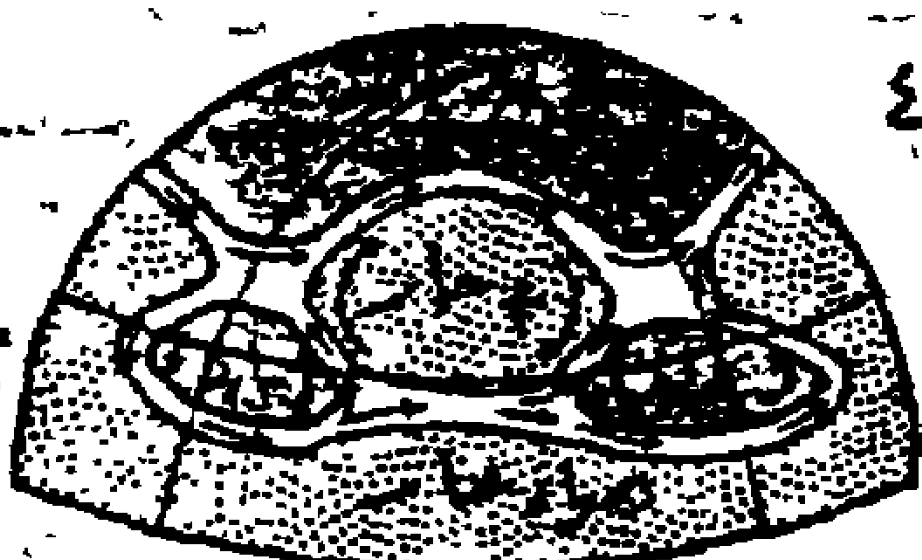
التيار النفاث يبدأ بالتموج



تيارات روسبى تبدأ بالتشكل



التموجات تتطور بشكل كبير



تشكيل خلايا الهواء الحار والبارد

(شكل رقم ١٩-٥) الحركة الموجية - الخليوية لغربيات العروض الوسطى

٢- التيارات النفاثة

في عام ١٩٤٤ اكتشف - لأول مرة - وجود تيار هوائي قوى في الطبقات العلوية من الجو يتحرك أفقياً تقريباً، وعلى وجه التحديد عند التربوبوز وهو الذى يمثل حدود طبقة التروبوسفير على ارتفاع حوالى ٩ أو ١٠ كيلو مترات فوق عروض هبوب الرياح العكسية. ولكن وجد أيضاً أن هذه التيارات النفاثة توجد كذلك فى طبقة التروبوسفير فوق العروض المدارية. وتعرف هذه التيارات الهوائية العلوية هنا برياح كراكاتوا Krakatoa Easterlies لأنها هي التى نقلت الغبار البركانى تجاه الغرب بعد ثوران بركان كراكاتوا الشهير بجزر الهند الشرقية عام ١٨٨٣.

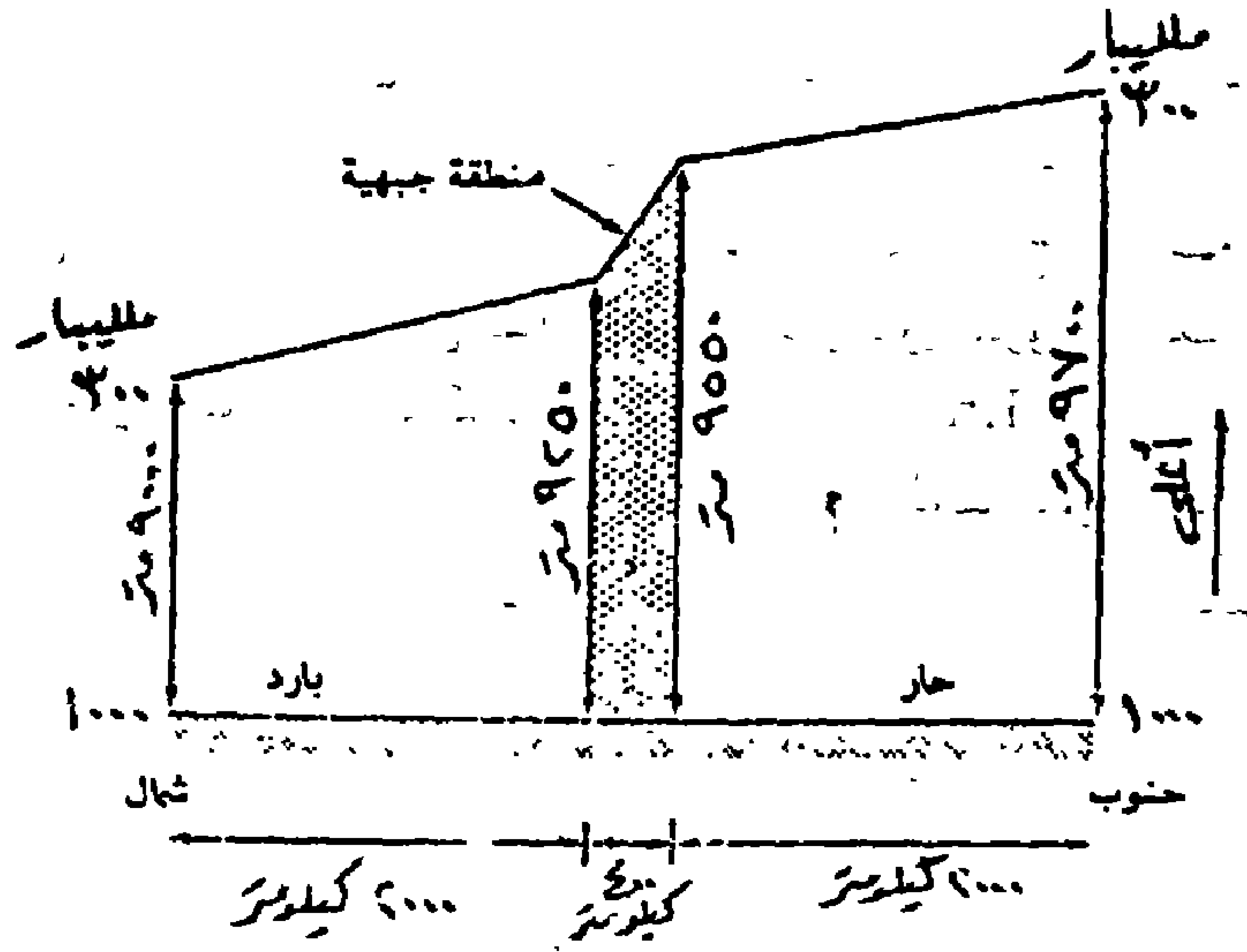
وتبلغ سرعة التيار الهوائى العلوى النفاث ما يتراوح بين ٣٠٠، ٥٠٠ كيلومتر فى الساعة وذلك على ارتفاع يتراوح بين ٦٠٠، ١٣٠٠٠ متر ويتجاوز طوله بضعة آلاف الكيلو مترات، ويتميز بقص ريحى رأسى وأفقى شديد، ويشكل عموماً نواة محورية لتدفق ا لهواء العلوى. وهذه التيارات النفاثة تبلغ أقصى قوتها وامتدادها فى فصل الشتاء حيث يمكن وجود اثنين أو ثلاث تيارات مميزة. ويرتبط موقع هذه التيارات ارتباطاً قوياً بالجبهات ا لتى تفصل بين الكتل الهوائية القطبية والمدارية.

وتنتقل هذه التيارات ا لنفاثة فى بعض الأحيان بسرعة فائقة تزيد عن ٦٠٠ كيلو متر/ ساعة حسب ما سجلت الأرصاد الصاروخية من الغرب إلى الشرق فى المناطق المعتدلة، ومن الشرق إلى الغرب فى المناطق الاستوائية. وهي تعمل على تعديل الضغط الجوى والرياح فى الدورة الهوائية العامة، كما أنها تؤثر أيضاً فى أحوال الطقس على سطح الأرض، وعلى الخصوص فى تكوين العواصف والأعاصير وكذلك فى كثرة سقوط الأمطار.

ويميز بين تيارين نفاثين رئيسيين: أحدهما هو **التيار النفاث القطبي** المرتبط وجوده بالجبهة القطبية عند مستوى ٣٠٠ ملليبار، حيث تتصف المنطقة الجبهية بتدرج حرارة وضغط شديدين مما يدفع الرياح الغربية العلوية فوق المنطقة الجبهية إلى أن تشتد سرعتها لتبلغ قيماً قصوى (شكل: ٢٠-٥). والثاني هو **التيار النفاث شبه المداري** الذى يقع عند مستوى ٢٠٠ ملليبار.

ويتوافق وجوده مع المنطقة (حوالى دائرة عرض ٣٠ شمالاً وجنوباً) التى يبلغ فيها التدرج الأفقى الأعظم لدرجة الحرارة أشده، حيث يبلغ معدل انتقال الطاقة حدّه الأعظم أيضاً.

وبالإضافة إلى التيارين النفاثين السابقين الموجودين فى حزام الغربيات العلوية، هناك تيارات نفاثة أخرى، نذكر منها؛ تيار فى نطاق الشرقيات المدارية العلوية يعرف **بالتيار النفاث الشرقي**، الذى يظهر عندما تتزحزح منطقة التسخين الشديد الاستوائية (منطقة التلاقى بين المدارية ITCZ) إلى الشمال من خط الاستواء فى صيف نصف الكوكب الشمالى، حيث يكون عندها الهواء العلوى فوق إفريقية الغربية وآسيا الموسمية أحر مما هو عليه فوق خليج غينيا والمحيط الهندى، وفى مثل تلك الظروف يلاحظ يار نفاث شرقى على ارتفاعات تقارب من ١٣ كيلو متراً وبشكل خاص فوق الهند الجنوبية.



(شكل رقم: ٢٠-٥) آلية تشكيل التيار النفاث

وقد أصبح لهذه التيارات الهوائية العلوية أهمية خاصة فى الدراسات المناخية بصفتها عاملاً هاماً يؤثر فى دورة الهواء العامة، كما أنها تعين على تفهم أسباب كثير من الظاهرات الجوية كتكوين الإنخفاضات الجوية في العروض الوسطى وهبوب الرياح الموسمية وغير ذلك من الظاهرات.

مراكز الحركة في الهواء

تتمثل مراكز الحركة في الهواء فى الكتل الهوائية Air-masses والانخفاضات الجوية أو الأعاصير Depressions or Cyclones والارتفاعات الجوية Anti-Cyclones إذ أن وجود هذه المناطق فى الجو يعنى اختلاف الضغط الجوى وتحرك الهواء من مناطق الارتفاعات الجوية نحو مناطق الانخفاضات الجوية وحدوث التغيرات الجوية الأخرى المترتبة على ذلك. وفيما يلى دراسة تفصيلية لمراكز الحركة فى الهواء وتأثيراتها على المناخ.

الكتل الهوائية

دلت دراسات توزيع العناصر الجوية على مساحات متسعة من سطح الأرض على إمكان وجود أحجام كبيرة من الهواء فى منطقة التروبوسفير تعرف بالكتل الهوائية تتشابه خصائصها الطبيعية فى مستوياتها أو قطاعاتها الأفقية إلى حد كبير لاسيما من نواحى الحرارة والرطوبة وكمية السحب ونوعها ومدى الرؤية. ويزداد هذا التشابه ويكون أكثر وضوحاً كلما بعدنا عن سطح الأرض وتأثيراته.

وتنشأ الكتل الهوائية بعد أن يستقر الهواء فوق مساحة متسعة من سطح متجانس أى من ماء فقط أو من يابس فقط لفترة من الوقت تخلو من حدوث أية تقلبات جوية. وتتوفر هذه الظروف عادة فى مناطق الضغط المرتفع المداري المعروفة بعروض الخيل وكذلك فوق السهول المتسعة

التى يتركز فوقها ضغط مرتفع فى فصل البرودة. ومن أمثلتها سهول كندا وسيبريا فى فصل الشتاء وكذلك الجهات القطبية التى يغطيها الجليد طول العام.

وتنقسم الكتل الهوائية حسب العروض التى تنشأ بها وحسب طبيعة السطح الذى تتكون فوقه - يابساً كان أو ماء - إلى الأقسام الآتية (شكل: ٢١-٥) :

(أ) كتل تنشأ أو تكون فوق مناطق الجليد الدائم (A) كالمناطق المتجمدة حول القطبين والجهات المجاورة لها والتى يكسوها الجليد بصفة دائمة مثل جرينلند والجزر والمياه المجاورة لها. وتتميز هذه الكتل بشدة برودتها وبقلة بخار الماء فيها وبأن تحركها يكون عادة نحو الغرب.

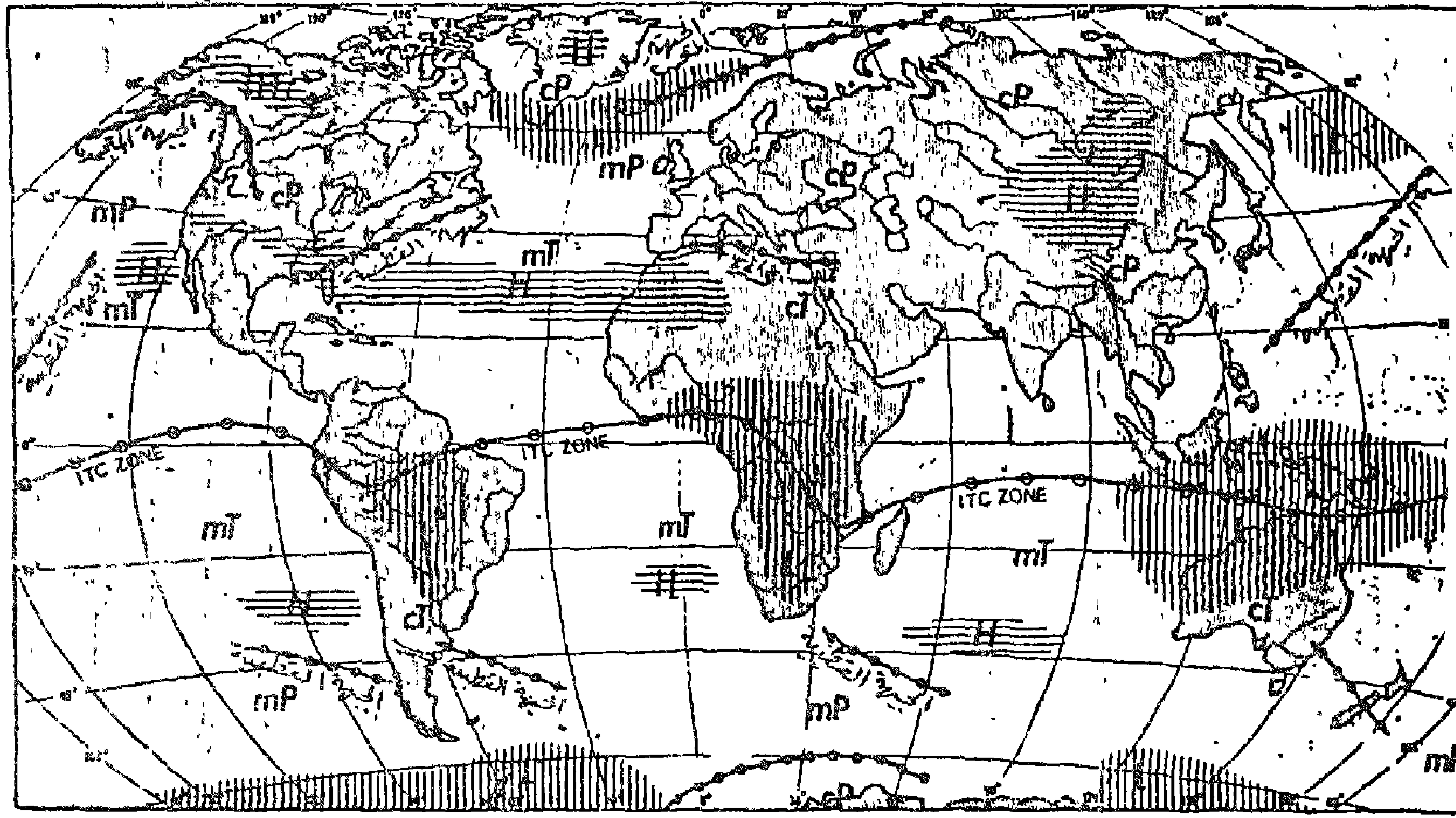
(ب) كتل هوائية قطبية قارية (cP) وتتكون فى العروض العليا القريبة من القطبين أثناء الفصل البارد من السنة وحيثما توجد مناطق من الضغط المرتفع. ومن أهم الجهات التى تنشأ فوقها هذه الكتل سهول كندا وسيبريا. ويمتاز هواء هذه الكتل ببرودته وجفافه النسبى. وتعد هذه الكتل أهم مصادر الهواء البارد فى النصف الشمالى من كوكب الأرض فى فصل الشتاء وخاصة تلك التى تتكون فوق سهوب سيبريا وشمال شرق أوربا حيث تغزو هذه الكتل جهات شرق البحر المتوسط فى فصل الشتاء وتؤدى إلى برودتها برودة شديدة. بل إن هواءها قد يصل جنوباً حتى ا لجهات الاستوائية.

(جـ) كتل هوائية قطبية بحرية (mP) وهى أقل ظهوراً ووضوحاً من الكتل القطبية القارية السابقة وقد تنشأ فوق اليابس أولاً ثم تنتقل إلى المحيط. فالكتل القطبية البحرية التى تظهر فوق شمال المحيط الأطلسى هى فى الأصل كتل قارية تكونت فوق سهوب كندا ثم تحركت نحو شمال الأطلسى. ويمتاز هواء هذه الكتل بأنه أقل برودة وأكثر رطوبة من هواء الكتل القطبية القارية.

(د) كتل هوائية مدارية وتتكون فى مناطق الضغط المرتفع المدارى المعروفة بعروض الخيل فوق اليابس والماء ولذا فهى تشمل نوعين هما: كتل هوائية مدارية قارية (cT) وتتكون فى فصل الشتاء فوق صحارى شمال أفريقيا وشبه جزيرة العرب. وكتل هوائية مدارية بحرية (mT) وتتكون فوق المحيطات فى مناطق الضغط المرتفع المدارى. كما تتكون فوق مياه البحر المتوسط فى فصل الصيف عندما يتكون فوقه ضغط مرتفع يتصل بالضغط المرتفع الأزورى وتحيطه مناطق ضغط منخفض تمتد فوق جنوب أوربا وشمال أفريقيا.

ويمتاز هواء الكتل المدارية بصفة عامة باعتداله أو دفئه وتزداد نسبة الرطوبة فى هواء النوع البحرى منها. ويرى البعض أن تقابل هذه الكتل مع الكتل الباردة فى نطاق العروض الوسطى هو السبب الرئيسى فى تكون الانخفاضات الجوية التى تتميز بها تلك العروض.

(هـ) الكتل الهوائية الاستوائية وأهم مصادرها الهواء المدارى عندما يتحرك ويعبر خط الاستواء الحرارى (هو الخط الذى يصل بين أعلى متوسطات للحرارة على خطوط الطول المختلفة وهو يقع فى معظم أجزائه إلى الشمال من خط الاستواء الفلكى نظراً لاتساع اليابس فى نصف الكوكب الشمالى وارتفاع نسبته). وبالتالى ترتفع درجة حرارته كثيراً ويتحمل بكميات



(شكل رقم: ٢١ - ٥) الكتل الهوائية والجبهات في يناير وفبراير

كبيرة من بخار الماء عند مروره فوق المحيطات فى الجهات الاستوائية. وتغزو هذه الكتل صيفاً جهات الهند ووسط أفريقيا والسودان والحبشة وهى مصدر الرياح الموسمية التى تهب على تلك الجهات صيفاً وتسقط كميات وفيرة من الأمطار.

وتتحرك الكتل الهوائية عند حدوث أي تغير في توزيع الضغط الجوي. وهى تنقل إلى المناطق التي تتحرك أو تستقر فوقها جميع خصائصها. غير أن هذه الخصائص قد تتغير ببطء لاسيما في الطبقات السفلى منها إذا انتقلت الكتلة إلى مناطق تختلف عنها فى صفاتها المناخية إختلافاً بيّناً. وقد يترتب على ذلك حدوث حركات رأسية واضطراب في هواء الكتلة وذلك إذا تحركت نحو سطح أدفأ منها. وتتوقف هذه الاضطرابات على مقدار التباين بين حرارة الكتلة الهوائية وحرارة السطح الذى تتحرك أو تستقر فوقه. وعلى هذا الأساس النسبى يقسم العلماء الكتل الهوائية إلى نوعين هما: **النوع الأول** عبارة عن كتل هوائية دفيئة أو مستقرة Stable وهى تلك التى تتحرك أو تستقر فوق سطح تكون حرارته أقل من حرارتها وبالتالى تبرد الطبقات السفلى من هوائها ولا تحدث بها حركات رأسية. وتتميز هذه الكتل بطقس مستقر وقد يصاحبها تكون ضباب أو سحب طبقية أو سقوط بعض الأمطار على هيئة رذاذ أو مطر خفيف إذا توفرت الرطوبة في هوائها. ومن أمثلتها الكتل المدارية التى تتحرك نحو القطبين. **والنوع الثاني** هو عبارة عن كتل هوائية باردة أو غير مستقرة Unstable وهى الكتل التى تتحرك أو تستقر فوق سطح أدفأ منها وعندئذ ترتفع حرارة الطبقات السفلى من هوائها وتنشأ بها تيارات رأسية تؤدى إلى حدوث اضطرابات جوية تتوقف شدتها على مدى التباين بين حرارة هواء الكتلة وحرارة السطح الذى تنساب فوقه. ويتميز هذا النوع من الكتل الهوائية بطقس غير مستقر يصحبه تكون السحب الركامية وحدوث عواصف مطيرة تزيد شدتها بكبر الفرق بين حرارة هواء الكتلة وحرارة السطح الذى تعلوه. وتحدث هذه العواصف بصفة خاصة إذا كان هواء الكتلة محملاً ببخار الماء. ومن أمثلة هذا النوع الكتل القطبية القارية التى تتحرك نحو المحيطات فى الشتاء، وكذلك الكتل المدارية البحرية التى تتحرك نحو اليابس فى فصل الصيف.

أما عن أثر الكتل الهوائية فى أحوال الطقس والمناخ فى جهات العالم المختلفة فيتوقف على نوع الكتل التى تؤثر فى كل منها فبعض الجهات يتأثر مناخه بنوع واحد من الكتل الهوائية يسوده طول العام وتلك هى فى الغالب المناطق التى تنشأ فيها الكتل الهوائية والتى أشرنا إليها من قبل. وبعضها يتأثر بأنواع من الكتل تتشابه فى الفصل الواحد ولكنها تختلف من فصل إلى آخر. فالصين مثلاً تتأثر بالكتل القطبية الباردة فى الشتاء وبالكتل المدارية البحرية التى تتكون فوق المحيط الهادى الشمالى فى فصل الصيف. كذلك تتأثر الولايات المتحدة بكتل قطبية باردة فى الشتاء وبكتل مدارية بحرية تتكون على المحيطين الأطلسى والهادى فى الصيف.

ثم هناك جهات أخرى تتأثر بأنواع من الكتل تختلف فى الفصل الواحد اختلافاً يجعل طقسها عرضة للتغير من وقت إلى آخر. ومثال ذلك جهات غرب أوربا ففى فصل الشتاء تتعرض هذه الجهات أحياناً للكتل المدارية القارية الدفيئة وأحياناً أخرى للكتل القطبية الباردة: القارية والبحرية. وفى فصل الصيف تتعرض لكتل هوائية حارة تتكون فوق وسط أوراسيا الحار كما تتعرض لكتل قطبية بحرية تلطف من شدة الحرارة.

الارتفاعات الجوية

تعرف الارتفاعات الجوية أيضاً بمناطق أضداد الأعاصير Anti-Cyclones . وتنشأ الارتفاعات الجوية لسبب من الأسباب الآتية: هبوط الهواء من أعلى إلى أسفل وتضاغطه بسبب تحرك هواء الطبقات السفلى إلى مناطق أخرى كما يحدث فى مناطق الضغط الجوى المرتفع المدارى عندما تتحرك الرياح التجارية نحو خط الاستواء والرياح الغربية نحو انخفاض الضغط الجوى عند الدائرة القطبية، وبالتالى يهبط الهواء فى تلك المناطق من أعلى إلى أسفل ليحل محل الرياح التى تحركت ويتكون تبعاً لذلك ضغط مرتفع أو مناطق ضد إعصارية. وقد تنشأ الارتفاعات الجوية بسبب انخفاض درجة حرارة الهواء انخفاضاً شديداً يترتب عليه ارتفاع كثافته وانكماشه وارتفاع ضغطه ومثال ذلك الضغوط الجوية المرتفعة التى تتكون فوق كتل اليابس فى فصل الشتاء، وفوق المحيطات فى فصل الصيف عندما ترتفع حرارة اليابس لدرجة أكبر من مياه المحيطات. وقد يساعد على برودة مياه المحيطات بالنسبة لليابس تأثرها بالتيارات البحرية الباردة. كما يحدث مثلاً لمياه المحيط فى منطقة جزر أزور حيث يساعد على برودتها مياه تيار كناريا البارد.

وتنشأ الارتفاعات الجوية أيضاً بسبب انخفاض حرارة الهواء بسبب ملامسته لغطاءات الجليدية كما هى الحال فى مناطق الثلج الدائم وبالتالى يزيد ضغطه وتتكون مناطق ضد إعصارية فوق هذه الغطاءات. وقد تكون هذه الغطاءات دائمة أو تتكون فى الفصل البارد من السنة فقط. وقد يرجع سبب نشأة الأرتفاعات الجوية إلى تتابع انخفاضات جوية وعندئذ تفصلها مناطق من الضغط المرتفع وقد تكون مساحة هذه المناطق صغيرة وقد تكون كبيرة وذلك تبعاً لسرعة تحرك الانخفاضات.

ويتميز الضغط الجوى فى مراكز الارتفاعات الجوية بارتفاعه فيصل غالباً إلى ١٠٣٥ مللبيار وقد يرتفع عن ذلك فيصل إلى ١٠٤٠ مللبيار. وهو ينخفض تدريجياً من المركز نحو الخارج ولكن ليس من الضرورى أن يكون هذا التدرج منتظماً حيث تشاهد كثيراً خطوط الضغط الجوى المتساوى على خرائط الطقس ممتدة على شكل أقواس غير منتظمة. وتدور الرياح حول مراكز الارتفاعات الجوية بحيث يكون الضغط المرتفع على يمينها فى النصف الشمالى لكوكب الأرض والعكس فى النصف الجنوبى طبقاً لقاعدة بالوت. ولذا يكون دورانها فى النصف الشمالى لكوكب الأرض مع عقرب الساعة والعكس فى النصف الجنوبى.

وجدير بالذكر أن انحدار الضغط فى مناطق الارتفاعات الجوية أو أضداد الأعاصير يكون فى الغالب بطيئاً. ولهذا تكون سرعة الرياح التى تدور حولها بطيئة هى الأخرى أو متوسطة. أما أحوال الطقس التى تصحب الارتفاعات الجوية فتكون غالباً معتدلة وكذلك تكون السماء صحوا. وإن وجدت سحب فهى من الأنواع المنخفضة القليلة الكثافة التى سرعان ما تتبدد بعد ظهورها. ولا تصحب الارتفاعات الجوية أمطار إلا نادراً وتكون على شكل رخات بسيطة وقد تصحبها أيضاً رخات ثلجية فى الشتاء فى العروض الباردة. ولا تكاد تنتهى هذه الرخات سواء كانت مطراً أو ثلجاً حتى يصحو الجو وترتفع درجة الحرارة أو تنخفض تبعاً لموقع الارتفاع الجوى ووقت تكونه.

ويلاحظ فى الارتفاعات التى تفصل بين انخفاضات جوية أن الأجزاء الشرقية منها تتأثر بالجبهة الباردة للانخفاض الجوى المتقدم بينما تتأثر أجزاؤها الغربية بالجبهة الدفيئة من الإنخفاض الجوى المتأخر. أما الإرتفاعات الجوية التى تتكون دون أن تفصل بين انخفاضات فيلاحظ أن الهواء فى نصفها الشرقى يكون عادة أبرد من الهواء فى نصفها الغربى وذلك لأن الهواء فى نصفها الشرقى يتحرك نحو عروض أدفأ أما فى النصف الغربى فيتحرك نحو عروض أقل حرارة منه.

أما عن مسالك الارتفاعات الجوية أو خطوط سيرها فهى غير ثابتة شأن الانخفاضات الجوية أيضاً، لكن إتجاهها بصفة عامة يكون من الغرب إلى الشرق. ويرتبط إتجاه وسرعة الارتفاعات التى تقع بين انخفاضات جوية بإتجاه وسرعة تلك الانخفاضات.

الانخفاضات الجوية

ترجع تسمية الانخفاضات الجوية أو الأعاصير Cyclones إلى عالم المناخ Piddington فهو أول من أطلق عليها هذا الاسم وهو مأخوذ من الكلمة اليونانية Kukλos ومعناها الدائرة وذلك لدوران الرياح حول مركزها فى شبه دائرة مع ميل دائم نحو المركز. ويشتد هذا الميل كلما قربت من مركز الأعصار. ولقد تقدمت دراسة الانخفاضات الجوية كثيراً فى السنوات الأخيرة منذ أن بدأها Brendes فى أواخر القرن ١٨ وأوائل القرن ١٩ مستخدماً لذلك خرائط الطقس ومحاولاً استخلاص بعض النتائج من فحصها ومقارنتها بعضها ببعض. فقد استخلص هذا الباحث بالفعل بعض النتائج التى لازالت لها أهميتها فى دراسة الانخفاضات الجوية وخصائصها حتى الآن. ومن هذه النتائج: أن الرياح تدور حول مركز الإعصار أو الإنخفاض الجوى مع ميل نحو المركز ويحدد اتجاهها امتداد خطوط الضغط الجوى المتساوى. وأن الأعاصير تتحرك بوجه عام من الغرب إلى الشرق. كما أن تغيرات الطقس تتحكم فيها وتوجهها التغيرات التى تطرأ على نظم الضغط الجوى واتجاهات الرياح حولها.

وتتكون الانخفاضات الجوية فى العروض المدارية والعروض المعتدلة على السواء، وهى وإن اختلفت فى خصائصها فى كل من تلك العروض إلا أنها تتشابه فى كونها مناطق ضغط منخفض تدور حولها الرياح فى حركة ضد عقرب الساعة فى النصف الشمالى ومع عقرب الساعة فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. وتتوقف سرعة دوران الرياح حولها على درجة انحدار الضغط الجوى أو ميله نحو المركز.

وتنشأ الضغوط الجوية المنخفضة عادة على سطح الارض نتيجة لسببين : **أولهما**، ارتفاع حرارة الهواء بسبب ملامسته لسطح الأرض الساخن وتمدده ونقص كثافته وحدوث تيارات هوائية صاعدة. ومثال ذلك منطقة الضغط المنخفض الاستوائى. ويساعد على انخفاض الضغط الجوى فى هذه المنطقة كثرة التبخر وارتفاع نسبة الرطوبة فى الهواء كما ذكرنا، **أما السبب الثانى** لتكون الضغوط المنخفضة على سطح الأرض فهو سبب ديناميكى يتلخص فى تقابل كتل هوائية غير متجانسة. فإذا تقابل هواء بارد مع هواء دفئ حاول الهواء البارد – نظراً لارتفاع كثافته واندماجه – أن يدفع أسفل الهواء الدافئ بينما يحاول هذا الأخير – بسبب قلة كثافته

وميله إلى الانتشار – أن يرتفع إلى أعلى، وهكذا يستمر الهواء البارد يندفع فى موجات أسفل الهواء الدفئ بينما يصعد هذا الأخير إلى أعلى باستمرار وعندئذ ينخفض الضغط فى منطقة تلاقى الكتلتين الهوائيتين. وتحدث هذه الصورة على نطاق واسع عند تقابل الرياح الغربية الدفيئة نسبياً بالرياح القطبية الباردة حوالى دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً أى فى منطقة الضغط المنخفض قرب الدائرتين القطبيتين.

والواقع أن تقابل الهواء البارد مع الهواء الدافئ يحدث فى صور متعددة كما أنه قد يكون على نطاق واسع أو على نطاق ضيق كما هى الحال عندما تكون الانخفاضات الجوية أو الأعاصير سواء في العروض المعتدلة أو المدارية. فقد يتقابل الهواء البارد والدافئ وعندئذ يندفع الهواء البارد إلى أسفل ويصعد الهواء الدافئ إلى أعلى ويسمى السطح الفاصل بينهما بالجبهة Front. ويترتب على صعود الهواء الدافئ برودته وتكاثف بخار الماء فيه وتتكون السحب وسقوط الأمطار. وقد تتابع هجمات الهواء البارد وعندئذ تحدث سلسلة من الاضطرابات الجوية والجبهات. وفى هذين المثالين توصف هذه الجهة بأنها باردة Cold Front نظراً لأن الرياح التى تدفعها وتؤثر فيها هى الرياح الباردة. كذلك قد يحدث أن تتحرك موجات من الهواء الدافئ نحو الهواء البارد وتصعد أعلاه وعندئذ يعرف السطح الفاصل بين الهواءين بالجبهة الدفيئة Warm Front. وقد يحدث أيضاً أن تتعاقب هذه الموجات من كلا الجانبين أى من الهواء البارد والهواء الدافئ. وعندئذ تتكون جبهة مموجة (شكل: ٢٢-٥ب) يسود الهواء البارد أجزاء منها ويسود الهواء الدافئ أجزاء أخرى ويشتد تعرج هذه الجبهة تدريجياً كما تتعاقب الاضطرابات الجوية حولها.

ويبدأ تكون الانخفاضات الجوية أو الأعاصير بتلاقى الهواءين البارد والدفئ وتكون سطح الجبهات على النحو السابق ثم يمر بعد ذلك بعدة مراحل تنتهى باكتمال تكون الانخفاض. وهناك شرطان أساسيان لبدء تكون الانخفاض الجوى: **أولهما**، أن يكون هناك اختلاف واضح بين حرارة الكتلتين الهوائيتين المتقابلتين. **والثاني**، أن يكون تلاقى الكتلتين فى اتجاه خط الجبهة بمعنى أن يكون إتجاه تحركهما متضاداً، ولا يكفى لتكون الانخفاض توفر أحد هذين الشرطين دون الآخر. والدليل على ذلك أن الرياح التجارية فى نصفى كوكب الأرض تتقابل فى شبه جبهة ولكن لا تتكون انخفاضات إلا إذا حدث لسبب ما أن اختلفت حرارتهما اختلافاً واضحاً. كما أن حرارة الهواء فوق اليابس فى الجهات الساحلية تختلف عن حرارة الهواء فوق المياه المجاورة لها طول السنة ومع ذلك لا تنشأ انخفاضات جوية وإن وجد استعداد لنشأة هذه الانخفاضات إذا ما تحرك الهواء فوق اليابس والماء فى اتجاهين متضادين. وينشأ عن تقابل الكتلتين الهوائيتين المختلفتين سطح تماس أو انفصال بينهما يعرف – كما أسلفنا – بالجبهة (أو سطح الجبهات) ويكون هذا السطح مائلاً على المستوى الأفقى بزاوية تكبر كلما بعدنا عن خط الاستواء بسبب زيادة قوة كوريولى السابق ذكرها وزيادة أثرها على انحراف الرياح كلما اتجهنا نحو القطبين كما ذكرنا.

ويتعرج هذا السطح أو يتموج بسبب إندفاع الهواء الدافئ إلى أعلا الهواء البارد على شكل

موجات تنمو وتتقدم فوق سطح الجبهات تحت تأثير ثلاث قوى هي: أ- اختلاف الكثافة بين الهواء الدافئ والبارد. ب- اصطدام الهواءين على امتداد سطح الانفصال المائل. جـ- قوة كوريولس الناشئة عن دوران الأرض والتي تختلف شدتها تبعاً لدائرة العرض وسرعة الهواء. وما أن تبدأ تلك التموجات حتى تأخذ في التطور، ويبدأ المنخفض الجوى بالتميز من خلال ظهور قيمة مركزية ذات ضغط منخفض (هواء دافئ) يندفع حولها الهواء البارد محاولاً اقتحامها (شكل: ٢٢-٥جـ). ويزداد اتساع الموجات وتعمقها بتوغلها فوق سطح الانفصال ويأخذ الهواء بالتحرك حول المركز في محاولة لبلوغه، بحيث يميل الهواء البارد الشرقي والشمالى الشرقي للالتفات من مقدمة المنخفض في حركة دورانية إلى مؤخرة المنخفض ليندس كإسفين تحت الهواء الدافئ الغربي والجنوبي الغربي، مما يؤدى ذلك إلى تشكل جبهتي المنخفض الباردة في الخلف، والحارة في المقدمة، وبينهما يتواجد قطاع من الهواء الدافئ، وتكون الموجة في هذه الحالة في أقصى مراحل فعاليتها (شكل: ٢٢-٥د) فيما يعرف **بمرحلة النضج**. لتأخذ الموجة بالاستمرار في اتساعها مع تدن في طولها نتيجة لمحاولة الهواء البارد الخلفي (خلف الجبهة الباردة) في خنق القطاع الحار، لكون سرعة تقدم الجبهة الباردة أكبر من سرعة الجبهة الحارة بحوالي ٨ كيلو متر/ ساعة، مما يترتب على ذلك حدوث تضيق في قطاع الهواء الحار، لتلاقي الهواء البارد الأمامي (أمام الجبهة الحارة) مع الهواء البارد الخلفي، وبدء اندماج الجبهتين مع بعض في جبهة واحدة تعرف بالـ... الممتلئة، وتعرف هذه المرحلة من مراحل تطور الموجة بمرحلة الامتلاء Occlusion (شكل: ٢٢-٥هـ)، ليرتفع عندها الهواء الحار نهائياً من على السطح، ولتطغى عندها كتلة هوائيه واحدة هي الكتلة الباردة، وليتحول المنخفض الموجي إلى دوامة (شكل: ٢٢-٥ و)، في مرحلة تطوره النهائية المعروفة بمرحلة التلاشي أو الانتهاء.

وكثيراً ما تتجدد المنخفضات الجبهية بعد امتلائها بفعل وجود تباين ما بين قطاعي الهواء البارد الأمامي والخلفي. فإذا ما كان أحدهما أبرد من الآخر تجددت فعالية المنخفض، أما إذا ما تماثلت درجة الحرارة فيهما فسيستمر عندها المنخفض في الإتجاه نحو الامتلاء والتلاشي. وهناك نوعان من الامتلاء هما:

(أ) الامتلاء الدافئ Warm Occlusion ويحدث إذا كان الهواء البارد في مقدمة الانخفاض أشد برودة من الهواء البارد في المؤخرة.

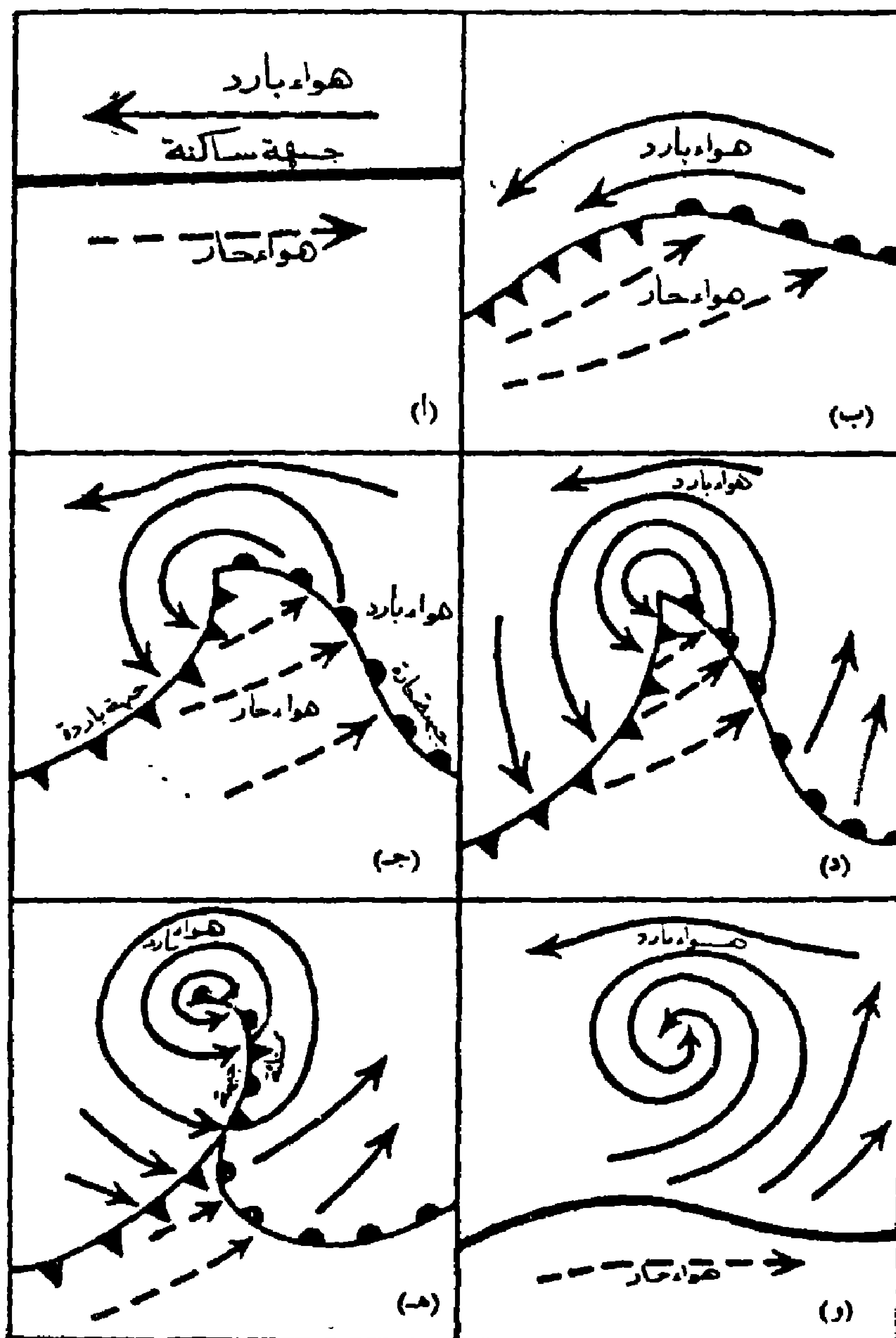
(ب) الامتلاء البارد Cold Occlusion ويحدث إذا كان الهواء البارد في مقدمة الانخفاض أقل برودة من الهواء البارد في المؤخرة.

ونتيجة لهذا الاختلاف قد يرتفع أحد الهوائين فوق الآخر.

ويتألف المنخفض الجوى الذى بلغ مرحلة النضج من عدة أجزاء (شكل: ٢٣-٥) هي:

١- قطاع من الهواء البارد المتجانس في المقدمة، الذى يكون في حالة استقرار وطقس صحو يرافقه.

٢- جبهة حارة تشغل المنطقة الواقعة بين القطاع البارد في المقدمة والقطاع الهوائى الحار خلفها، وتمثل منطقة اضطراب جوى متوسط الفعالية.

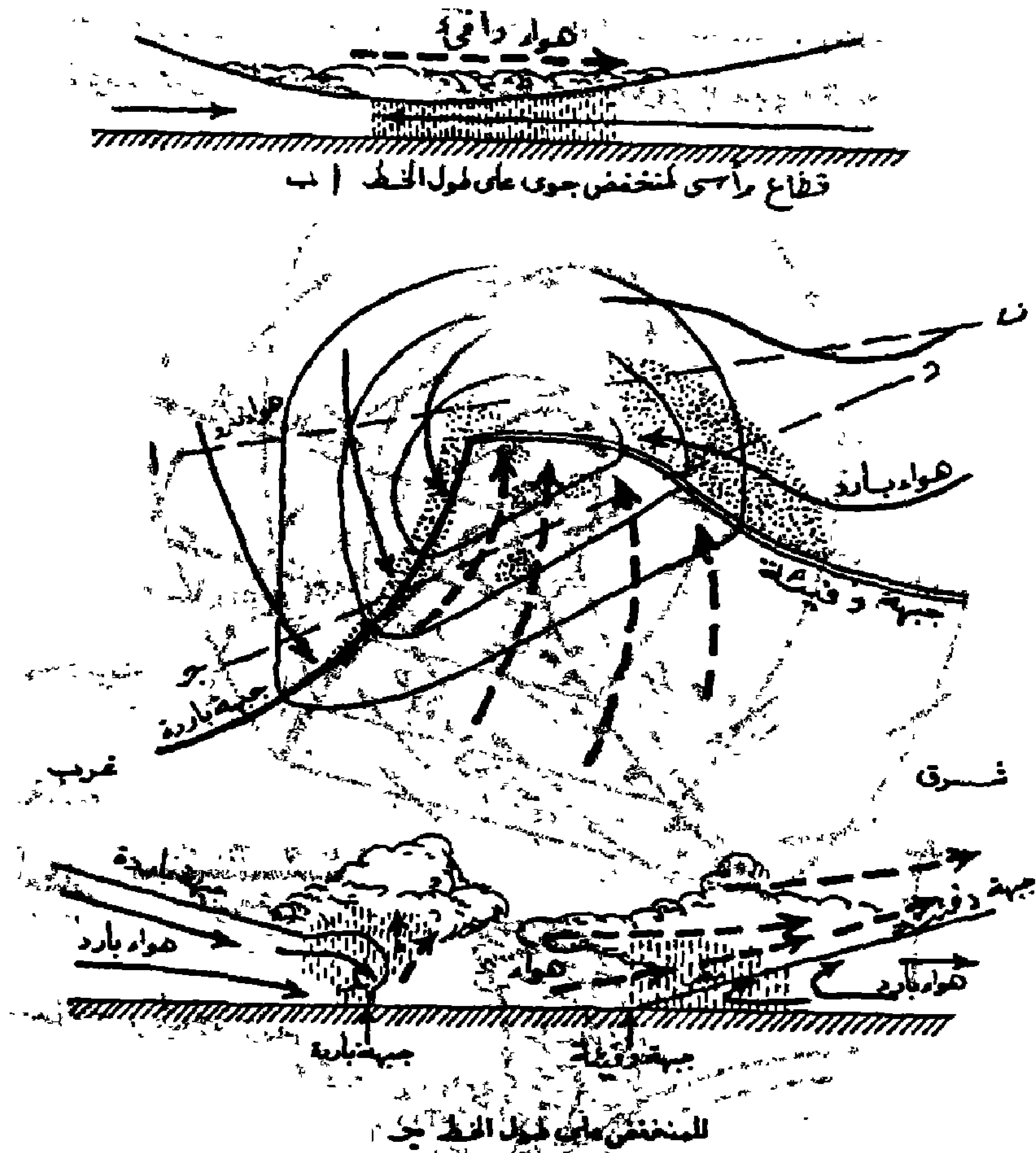


(شكل رقم: ٢٢-٥) مراحل تطور المنخفض الجوي

٣- قطاع من الهواء الحار في الوسط بين الجبهتين الحارة والباردة يتصف باستقراره، الذي يدل عليه تشكل السحب الطبقية ذات المطر الهادئ المستمر.

٤- جبهة باردة تلي القطاع الحار، وهي من أكثر أجزاء المنخفض اضطراباً.

٥- قطاع من الهواء البارد في المؤخرة الذي يتصف بعدم استقراره نسبياً مع جنوحه نحو الاستقرار كلما ازدادت الجبهة الباردة ابتعاداً عن المنطقة التي مرت فوقها.



(شكل رقم ٢٢٠ - ٥) : منخفض جوي ناضج وقطاعاته

ويصحب مرور كل من هذه القطاعات الخمسة ظواهر جوية معينة نتناولها فيما يلي بإيجاز:

(أ) يسود الطقس، عند مرور قطاع الهواء البارد في مقدمة الانخفاض، حالة استقرار وذلك لتجانس الهواء وبرودته وارتفاع ضغطه وعدم وجود حركات رأسية فيه.

(ب) قبيل وصول الجبهة الدافئة مباشرة يهبط البارومتر (ينخفض الضغط) وتأخذ درجة الحرارة في الارتفاع ويتغير اتجاه الرياح وتظهر في الأفق الغربي سحب مرتفعة من النوع المعروف بالسمحاق Cirrus التي تتجمع تدريجياً ويزداد سمكها فتتحول إلى النوع المعروف بالسمحاق الطبقي Cirro-Stratus، وتزداد كثافة هذه السحب تدريجياً ويقل ارتفاعها وتتحول إلى النوع المعروف باسم السحاب الطبقي المتوسط الارتفاع Alto-stratus ثم تستمر كثافتها في الازدياد كما يزداد قربها من سطح الأرض لدرجة تحجب معها ضوء الشمس أو القمر وتصبح في هذه الحالة نوعاً آخر يعرف باسم المزن الطبقي Nimbo-Stratus وعندئذ تبدأ رخات من المطر في السقوط وسرعان ما تشتد هذه الرخات عند مرور الجبهة الدافئة من الانخفاض (شكل: ٢٤-٥).

(شكل رقم: ٢٤-٥) مظاهر الطقس المصاحبة لمنخفض جوي.

(جـ) بعد مرور الجبهة الدافئة يمر القطاع الدافئ Warm Sector وعند مروره يكون الجو صحواً إلا من بعض سحب الركام Cumulus المبعثرة وقد تسقط بعض رخات خفيفة من المطر بسبب ارتفاع الهواء الدافئ فى قلب المنخفض إلى أعلى. ولكن يكون الجو حسناً بصفة عامة. كما ترتفع درجة الحرارة. ويستمر الحال على هذا النحو يوماً أو أكثر حسب سرعة المنخفض ثم تأتى عقب ذلك الجبهة الباردة.

(د) يصحب مرور الجبهة الباردة انخفاض فى حرارة الهواء وتكون سحب تبدأ بنوعى السمحاق والسمحاق الركامى ثم تتكون سحب كثيفة من المزن الركامى Cumulo-nimbus وتسقط أمطار غزيرة تصحبها فى كثير من الأحيان عواصف برق ورعد، ويلاحظ أن أمطار الجبهة الدافئة تكون أغزر من أمطار الجبهة الباردة. وسبب ذلك هو أن هواء الجبهة الدافئة يتجه نحو القطب عادة أى أنه يبرد فى حين أن هواء الجبهة الباردة يتجه نحو خط الاستواء أى أنه يدفأ نسبياً. كذلك تشتد الرياح وتزداد سرعتها. وقد تهب رياح شديدة البرودة تنخفض بسببها درجة الحرارة إلى حد كبير

(هـ) بعد مرور الجبهة الباردة يتحسن الجو نسبياً ولكن تستمر درجة الحرارة منخفضة بعض الوقت ثم ترتفع تدريجياً. وقد تسقط بعض الأمطار وتظهر سحب الركام. ويكون السبب فى سقوط هذه الأمطار هو حدوث جبهات ثانوية باردة تنشأ نتيجة لاندفاع الرياح الباردة فى مؤخرة الانخفاض فى شكل دوامات متتابعة من الهواء البارد. ولكن الجو يتحسن بالتدريج كلما بعد مركز الانخفاض حتى يعود صحواً وترتفع الحرارة إلى ما كانت عليه قبل مرور الانخفاض ويلاحظ أن الظروف الجوية التى تصاحب الانخفاضات تختلف من انخفاض إلى آخر حتى ولو تشابه توزيع وميل الضغط فيهما. ومن أسباب ذلك اختلاف مواقع الانخفاضات والفصل الذى تمر فيه ثم نوع الطقس السابق لمرور الانخفاض لما له من أثر فى أحوال الطقس عند مروره. بل إنه لتحديد الظروف الجوية التى تصاحب أى انخفاض يستعان أيضاً بأرصاد الطبقات العليا من الجو خاصة فيما يتصل بتنبؤات المطر، فمثلاً إذا كانت درجة حرارة الهواء فى الطبقات العليا منخفضة دل ذلك على أن مرور الجهة الباردة سيصحبه سقوط أمطار غزيرة. والعكس يحدث إذا كانت درجة حرارة الهواء فى الطبقات العليا منخفضة قليلاً أو بها انقلاب حرارى.

هذا وقد يحدث أحياناً أن تتابع الانخفاضات الجوية أو تتصل معاً مكونة مجموعة واحدة من أربع أو خمس انخفاضات يستغرق مرورها ما بين ستة وسبعة أيام. وعند مرورها يستمر الضغط منخفضاً إلى أن يمر الانخفاض الأخير منها وعندئذ يهب الهواء البارد فى مؤخرتها.

وتظهر الانخفاضات الجوية وتتوزع فى العروض المعتدلة من نصفى كوكب الأرض بين دائرتى عرض ٣٥°، ٦٥° حيث يسود هبوب الرياح الغربية ويكثر تقابل الكتل الهوائية المدارية والقطبية. وتنشط الانخفاضات فى بعض فصول السنة فهى تكثر فى غرب أوربا مثلاً فى الشتاء والخريف. أما فى حوض البحر المتوسط فتكثر فى الشتاء والربيع.

وتختلف الانخفاضات الجوية من حيث مساحتها أو بعبارة أخرى اتساع المنطقة التى تمتد فوقها وذلك حسب ظروف نشأتها وتضاريس السطح الذى تتحرك فوقه غير أن مساحتها تتراوح عموماً بين ٥٠ ألف كيلو متراً مربعاً وحتى أكثر من مليون كيلو متراً مربعاً، بقطر متوسط يتراوح بين ٢٠٠ – ١٥٠٠ كيلو متراً. أما سمك هواء الانخفاض فصغير بالنسبة لمساحته فيصل سمكه إلى نحو ٩–١٢ كيلو متراً.

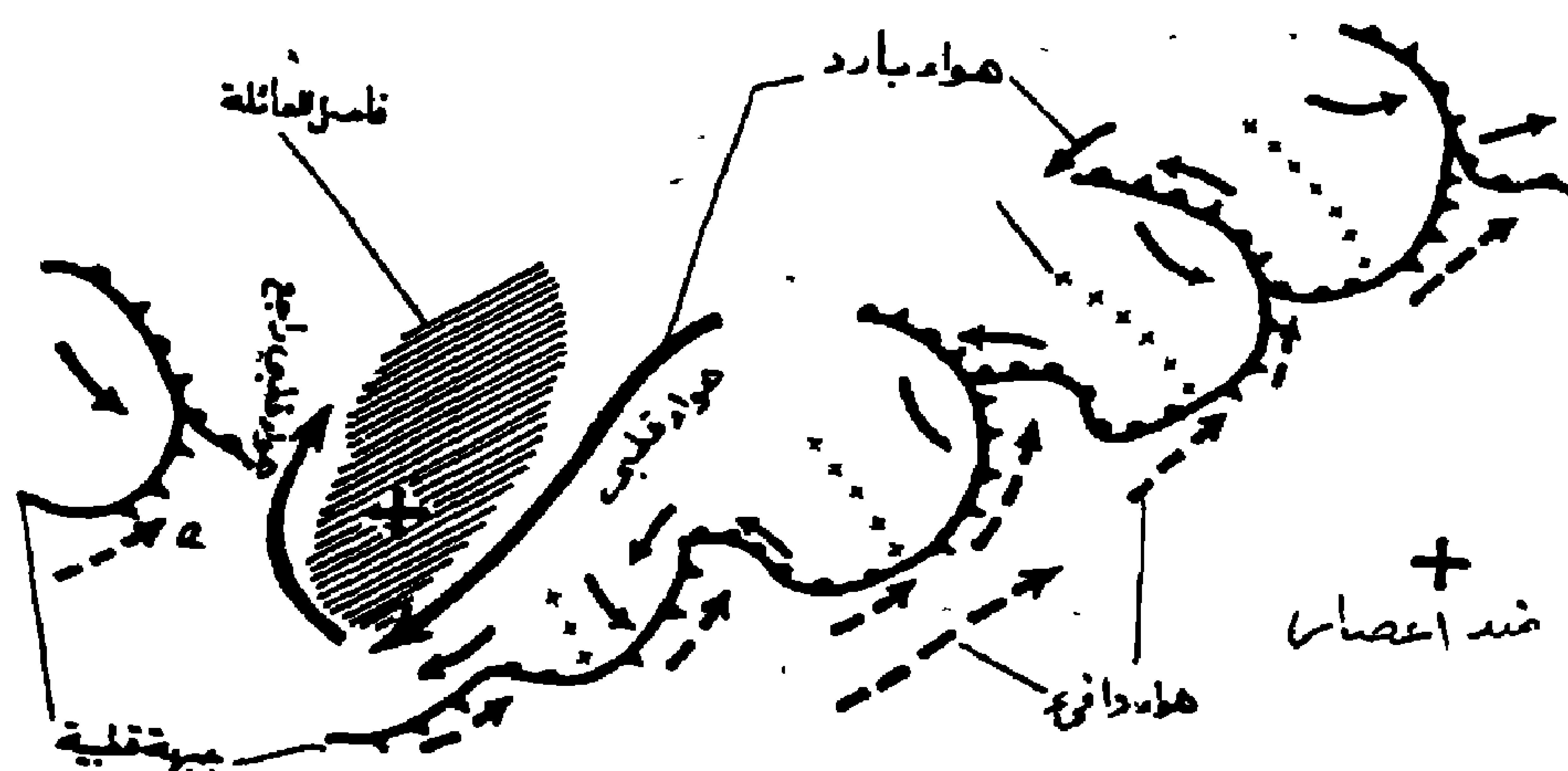
وجدير بالذكر أن أثر الانخفاضات فى الطقس لا يقتصر على حدود المنطقة التى تغطيها ولكنه يمتد إلى خارجها ويتوقف المدى الذى يصل إليه تأثيرها على مقدار عمقها وعلى درجة انحدارها. وفى هاتين الناحيتين تختلف الانخفاضات الجوية أيضاً فبعضها يكون شديد العمق بمعنى أن الفرق بين مقدار الضغط فى مركز المنخفض ومحيطه يكون كبيراً وبعضها الآخر يكون ضحلاً قليل العمق إذا كان هذا الفرق صغيراً. وبعضها يكون شديد الانحدار إذا كان معدل انخفاض الضغط نحو مركز الانخفاض كبيراً وبعضها يكون قليل الانحدار إذا كان هذا المعدل منخفضاً. وتتوقف سرعة الرياح التى تدور حول مركز الانخفاض على مقدار عمقه ودرجة انحداره كما أنها تتأثر بعوامل أخرى منها سرعة دوران الأرض واختلاف هذه السرعة بين دائرة عرض وأخرى. وكذلك كثافة الهواء نفسه كما ذكرنا.

وتتحرك الانخفاضات الجوية فى مسالك قليلاً ما تكون مستقيمة فهى دائماً عبارة عن خطوط منحنية تصل بين مراكز الانخفاض فى أوضاعه المتتابعة. وقد أمكن بالاستعانة بخرائط الطقس تحديد الاتجاهات العامة أو خطوط السير الغالبة للانخفاضات فى مختلف الجهات. ولوحظ أن انخفاضات العروض الوسطى تتحرك فى اتجاه عام من الغرب إلى الشرق مع ميل نحو القطبين خاصة عندما تصل فى حركتها إلى اليابس. كما لوحظ أن هذه المسالك تنتقل مع تحرك مناطق الضغط العامة نحو الشمال والجنوب تبعاً لحركة الشمس الظاهرية. وكذلك لوحظ أن تحرك الانخفاضات يكون فوق مياه البحار والمحيطات أكثر من تحركها فوق كتل اليابس. ويستعان فى التنبؤ بخط سير الانخفاض بدراسة العوامل التى تتحكم فى اتجاهه. ومثال ذلك ميل الضغط فى الإتجاهات المختلفة من الانخفاض وكذلك سرعة انخفاضه فى محطات الأرصاد الواقعة عند أطرافه، ومعروف أن الانخفاضات تتحرك نحو المناطق التى ينحدر فيها الضغط انحداراً أشد غير أن أهمية هذا النوع من الخرائط لهذا الغرض بالذات محدودة نظراً لاختلافها بين وقت وآخر اختلافاً بيناً.

أما عن سرعة تحرك الانخفاضات الجوية فهى أيضاً غير محددة كما أنها غير ثابتة فقد تستقر بعض الانخفاضات فى مكان واحد عدة أيام بسبب ظروف جوية معينة. غير أن هناك ملاحظات عامة يمكن ذكرها ومنها مثلاً أن سرعة تحرك الانخفاضات فى الشتاء أكبر منها فى الصيف. كما أن الانخفاضات العميقة تتحرك بسرعة أكبر من الانخفاضات الضحلة. كذلك قد تتغير سرعة المنخفض الواحد بتغير الظروف المؤثرة عليه. وتتراوح معدل سرعة الانخفاضات الجوية فى العروض الوسطى بصفة عامة بين ٥٠ كيلو متراً فى ساعة فى فصل الشتاء، وبين ٢٠ أو ٣٠ كيلو متراً فى الساعة؛ وتقل سرعتها قرب امتلائها. والحديث عن حركة الانخفاضات

الجوية لا ينطوى ضمناً على حركة مادية فعلية، وإنما يتضمن حركة انسيابية اضطرابية فى الهواء، كما تكون حركة الأمواج فى البحار والمحيطات.

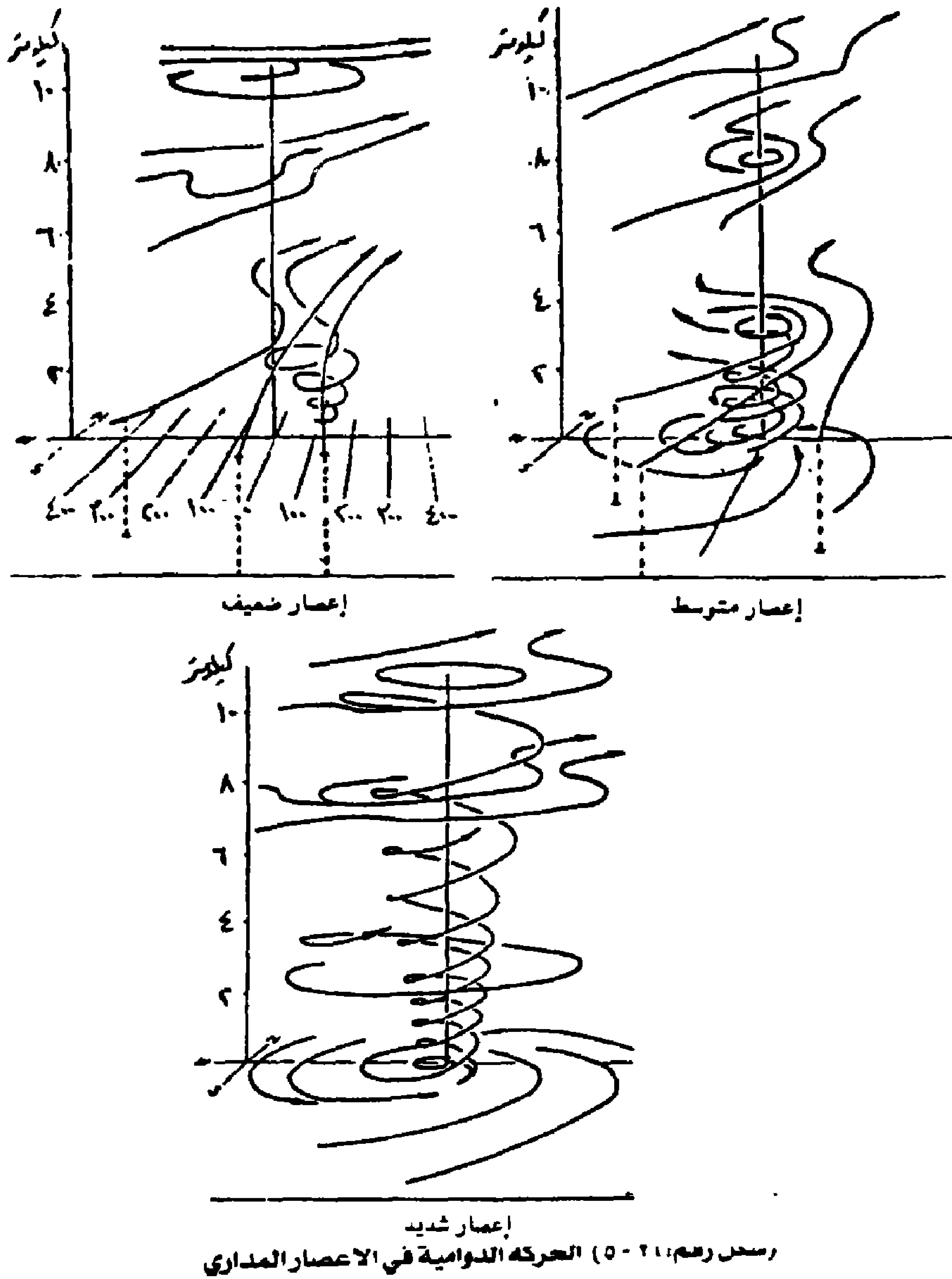
ويغلب على الانخفاضات الجوية أن تتحرك فى شكل مجموعات (عائلات) تتألف كل مجموعة من ثلاثة أو أربعة منخفضات، تختلف في مراحل تطورها، إذ يكون المنخفض الذى فى المقدمة (الواقع فى الناحية الشرقية) أكثر تطوراً من المنخفض الواقع فى المؤخرة (شكل: ٢٥-٥). وفى هذه الحالة سيبقى الجو مضطرباً (غائماً وممطراً) لفترة عدة أيام متواصلة مادامت عائلة المنخفضات الجوية مسيطرة، وسيعقب مرور آخر منخفض فيها رياحاً باردة شديدة السرعة.



(شكل رقم: ٢٥-٥) عائلة من المنخفضات الجوية على طول الجبهة القطبية

الأعاصير (الزوابع) المدارية

الزوابع المدارية Tropical Cyclones هى عبارة عن انخفاضات محلية فى الضغط الجوى تمتاز بعمقها وشدة انحدارها حيث ينخفض فيها الضغط الجوى انخفاضاً كبيراً يصل فى بعض الأحيان إلى ما دون ٩٠٠ ملليبار مما يجعل الفاعلية الجوية كبيرة جداً، وهذا ما ينجم عنه حركة هوائية دورانية شديدة حول مركز الانخفاض قد تصل سرعتها أحياناً إلى ١٥٠ كيلو متراً في الساعة (شكل: ٢٦-٥) بينما يكون الهواء فى مركزها ساكناً تقريباً كما يكون الجو صحواً. ويتراوح قطر الإعصار المدارى بين ١٥٠-٨٠٠ كيلو متر فى المتوسط. ورغم السرعة الدورانية الإعصارية للهواء حول مركزه التى تبلغ قيماً مدمرة، إلا أن سرعة الإنتقال الأفقى للإعصار تتراوح بين ١٥-٣٠ كيلو متر فى الساعة وغالباً ما يصحبها سقوط أمطار غزيرة وحدوث برق ورعد شديدين.



شكل رقم: (٢١ - ٥) الحركة الدوامية في الاعصار المداري

ويغلب حدوث الزوابع المدارية فى الجانب الغربى من المحيطات فى نطاق الركود الاستوائى فى العروض بين ٧°، ١٥° شمالاً وجنوباً وأهم مناطقها:

١- جزر الهند الغربية وخليج المكسيك وسواحل فلوريدا حيث تعرف بالهاريكين Hurricanes.

٢- البحر العربى، والمحيط الهندى شرق جزر مدغشقر وموريشيوس وتعرف فى هذه الجهات بالسيكلون Cyclones.

٣- بحر الصين وسواحل اليابان حيث تعرف بالتيفون Typhoons. وجزر الفلبين حيث تعرف بالباجيوس Baguios.

٤- المحيط الهادى شرق استراليا وجزر ساموا Samoaحيث تعرف بالولى ويليز -Willy Willies.

وبالإضافة إلى هذه المناطق - وجميعها توجد فى غرب المحيطات - تحدث الزوابع المدارية أيضاً فى جهات قليلة من شرق المحيطات وأهمهاخليج بنغال وأمام الساحل الشمالى الغربى من استراليا وكذلك أمام الساحل الغربى لأمريكا الوسطى. وجدير بالذكر أن هذه الزوابع لا تحدث فى المحيط الأطلسى جنوب خط الاستواء.

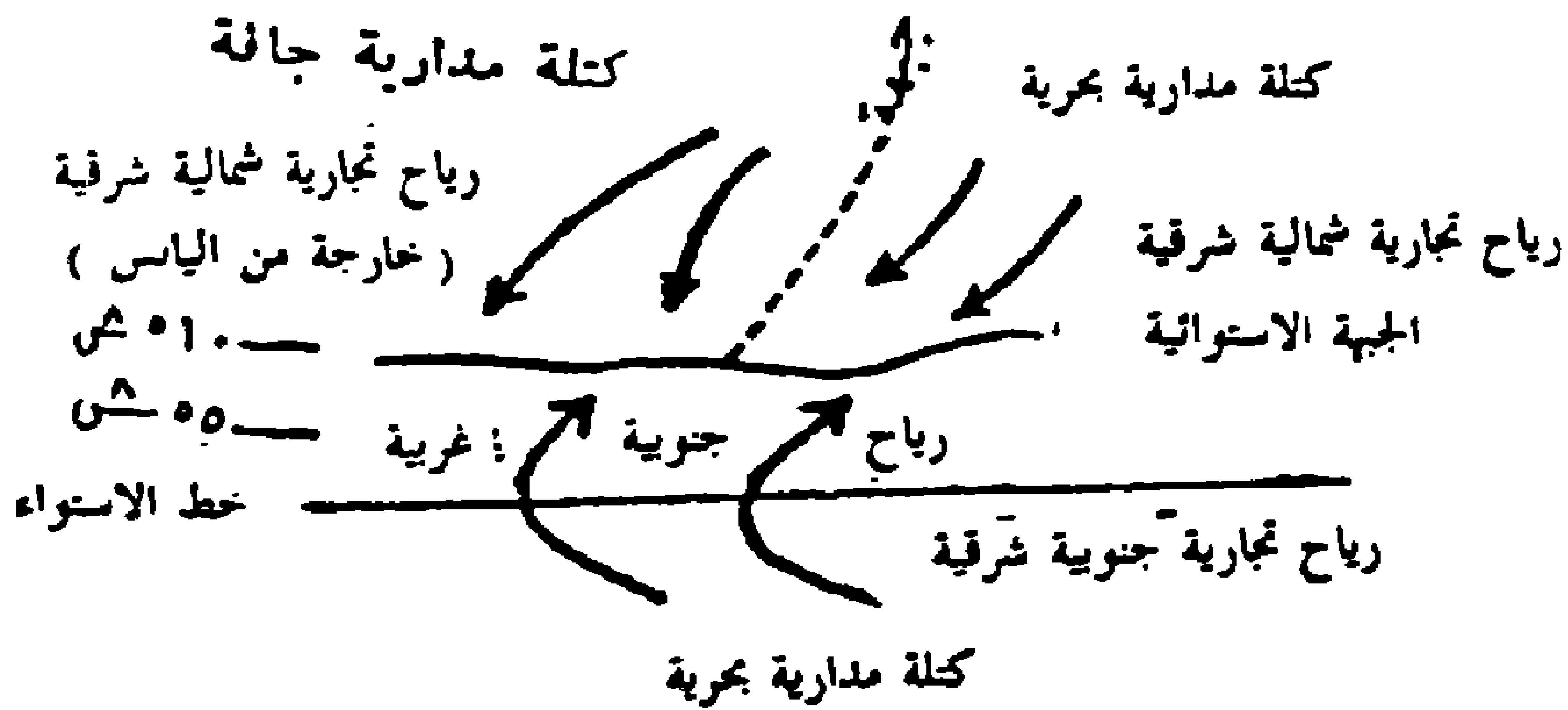
ويكثر حدوث الزوابع المدارية فى أواخر الصيف وأوائل الخريف أى فيما بين شهرى يوليو واكتوبر فى النصف الشمالى وبين شهرى يناير وأبريل فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. ويندر حدوثها بين منتصف نوفمبر ومنتصف يونيو فى النصف الشمالى وبين منتصف مايو ونوفمبر فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. وفى البحر العربى يكون حدوث هذه الزوابع عادة فى فترة تغير اتجاه الرياح الموسمية أى فى أكتوبر/ نوفمبر، وفى مايو / يونيو. ولو أن عدد مرات حدوثها فى هذه المنطقة قليل بصفة عامة. وقد تحدث الزوابع المدارية أحياناً فى بعض الجهات فى غير موسمها العادى. مثل هذا يحدث بصفة خاصة فى غرب المحيط الهادى الشمالى إذ لا يخلو منها شهر فى هذه المنطقة خلواً تاماً. وكذلك المحيط الهندى جنوب خط الاستواء.

ورغم التقدم العلمى والتقنى الذى بلغه العالم حالياً، إلا أنه لم تزل الكثير من أسرار نشأة الأعاصير المدارية غير معروفة بعد. وإذا كان بعض العلماء يرون أن الإعصار المدارى يتشكل بفعل تقابل ثلاث كتل هوائية، اثنتين منهما على الأقل متباينتين فى خصائصهما، كما فى التقاء الكتلة الهوائية المدارية البحرية مع الكتلة الهوائية المدارية القارية .على طول الجبهة الاستوائية (المدارية) مع الرياح التجارية الجنوبية بعد عبورها خط الاستواء على صورة رياح جنوبية غربية. إلا أن مثل هذا التقابل للرياح التجارية - كما يرى بعض العلماء - لا يمكنه أن يوفر الطاقة اللازمة للاضطراب الشديد فى الجو الذى يصاحب الإعصار، غير أنه من الممكن أن يخلق نواة لتطور حركة إعصارية للهواء تعمل ظروف معينة على تطورها.

وتشير العديد من الدراسات إلي أن الظروف الملائمة لنشوء الأعاصير المدارية وتطورها تتمثل فى الآتى :

أولاً: التسخين المحلى فى بعض المناطق، وتوفر ظروف معينة تساعد على حدوثه ومن أهم هذه الظروف هدوء الهواء وقلة أو عدم تحركه الأمر الذى يؤدى إلى ارتفاع حرارة الطبقة الملامسة منه لسطح الأرض وتمددها إلى أعلى وحدوث حركات انقلابية فيه. وتتوفر هذه الظروف بصفة خاصة فى منطقة الرهو الاستوائى حول خط الاستواء الحرارى حيث تتقابل الرياح التجارية فى نصفي كوكب الأرض مندفعة نحو منطقة الهواء الساخن الصاعد إلى أعلى ومنحرفة بسبب دوران الأرض (إلى يمين اتجاهها فى النصف الشمالى وإلى يساره فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض) ويساعد انحرافها على دورانها حول مركز الهواء الساخن الصاعد (شكل: ٢٧-٥) ويزيد هذا الانحراف بطبيعة الحال عندما تصل منطقة الركود إلى أبعد ما تكون عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً. ولعل هذا يفسر لنا ندرة حدوث الزوابع المدارية فى المحيط الأطلسى الجنوبى إذ أن خط الاستواء الحرارى ومنطقة الرهو الاستوائى المصاحبة له يوجدان

شمال خط الاستواء بسبب ارتفاع معدل الحرارة فى النصف الشمالى عنه فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض نظراً لا رتفاع نسبة اليابس واتساعه فى النصف الشمالى من كوكب الأرض. ومما يساعد على استمرار صعود الهواء الساخن فى منطقة الرهو الاستوائى كثرة التبخر وارتفاع نسبة الرطوبة فى الهواء إذ أن ذلك يؤدى إلى استمرار رفع حرارة الهواء بسبب زيادة نسبة الإشعاع الشمسى الذى يمتصه بخار الماء وأثره فى تسخين الهواء من جهة، ثم حدوث التكاثف سواء فى صورة سحب أو أمطار. وانتشار الحرارة الكامنة وتسخين الهواء من جهة أخرى. ونتيجة لذلك يستمر تحرك الهواء الساخن إلى أعلى وكذلك تحرك الهواء من المناطق المحيطة نحو مركزه ليحل محله.



(شكل رقم: ٢٧-٥) نشأة الاعصار المداري

وفى هذا تفسير لحدوث أغلب الزوابع المدارية فى أواخر الفصل الحار من السنة عندما يبلغ البحر أقصاه، وكذلك تفسير حدوثها فوق الأجزاء الغربية من المحيطات إذ أن الرياح التى تهب على أجزائها الشرقية فى تلك العروض تكون جافة خارجية من كتل اليابس. أما فى غربها فتكون قد مرت على سطح المحيطات وتشبعت بالرطوبة. كما أنه فى الأجزاء الغربية من المحيطات تتوفر كميات كبيرة من المياه الدفيئة التى تنقلها التيارات البحرية فى العروض الاستوائية نحو الأجزاء الغربية من المحيطات.

هذا ومما يذكر أيضاً لتأييد تفسير نشأة الزوابع المدارية بسبب التسخين المحلى وكثرة الرطوبة فى الهواء أنها لا تتكون فوق اليابس بل إنها تتبدد بسرعة إذا تحركت من البحر إلى اليابس حيث تفقد جميع خصائصها كزوابع مدارية.

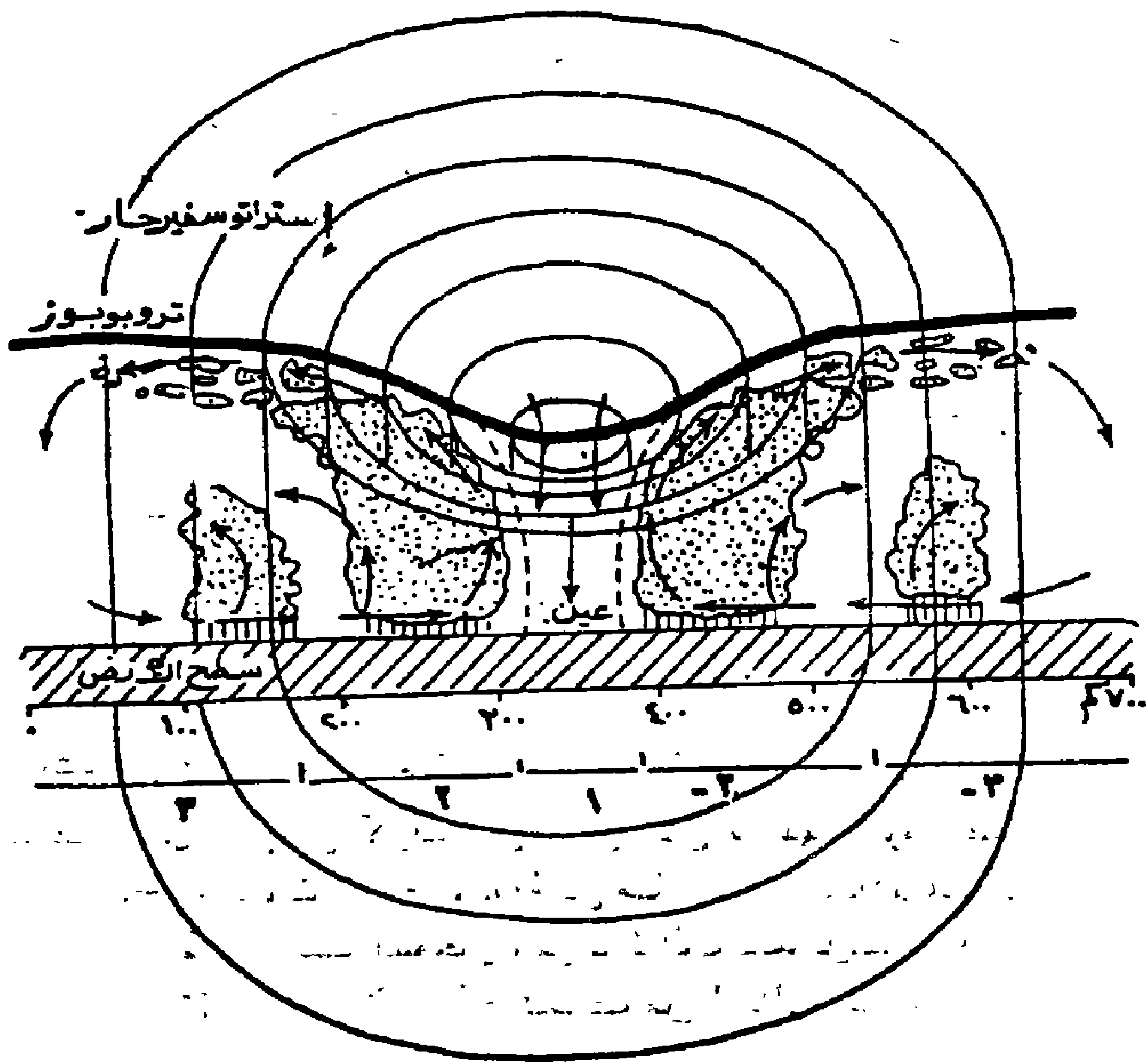
ثانياً: من التفسيرات التى تتعرض لنشأة الزوابع المدارية أيضاً أنها تحدث نتيجة وجود مياه محيطية كبيرة المساحة ذات درجة حرارة سطحية تزيد عن ٢٦,٧° م، لتزمن للهواء الذى

فوقها الحرارة والرطوبة. هذا بالإضافة إلى قوة انحراف كافية لخلق حركة إعصارية (دوامية) في الهواء. لهذا السبب لا تتشكل الأعاصير بين دائرتي عرض خمس درجات شمالي خط الاستوا وجنوبه، حيث تكاد أن تنعدم قوة الانحراف الناجمة عن دوران الأرض.

ويتركب الإعصار المدارى من ثلاثة أجزاء رئيسية (شكل: ٢٨-٥) هي:

(أ) عين الإعصار: وهي المنطقة المركزية من الإعصار التى يتراوح قطرها بين ١٠-٥٠ كيلو متراً. وتتصف بهدوئها وصحو السماء فيها، وفيها تسجل أخفض قيمة ضغط.

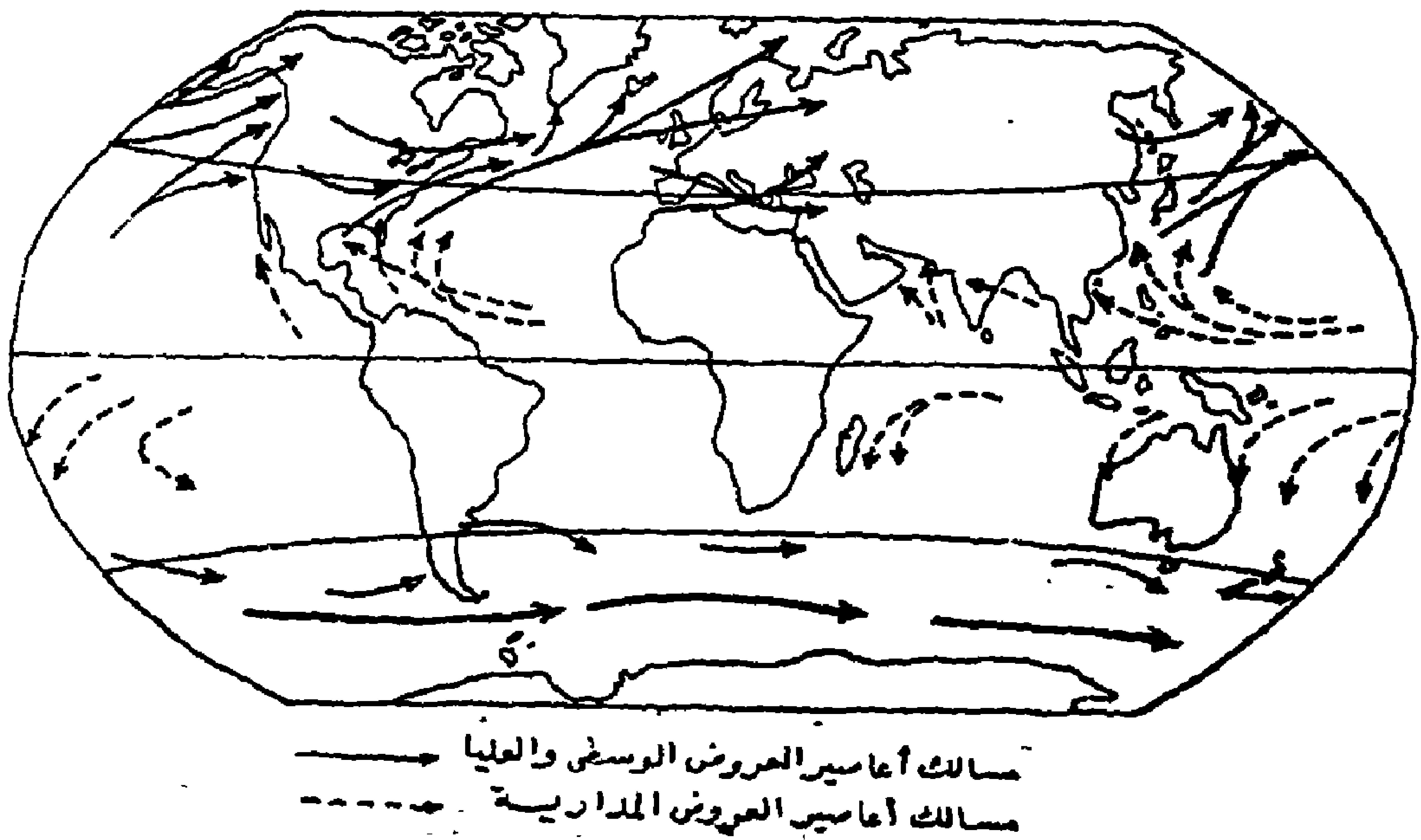
(ب) جدار الإعصار: وهي المنطقة الشديدة الاضطراب في الإعصار التي تبدو بصورة جدار رأسي ضخم من السحب الكثيفة المحيطة بعين الإعصار، يصل امتدادها الرأسي حتى سقف التروبوسفير، ويزيد امتداده الأفقي أحياناً عن ١٠٠ كيلو متراً. وهي منطقة المطر الإعصاري الذي تسقط من سحب الركام المزني الضخمة، وبمعدل يصل في اليوم الواحد إلى ٥٠٠ ملليمتر في بعض الأعاصير.



(شكل رقم ٢٨ - ٥) تركيب الأعصار المداري

(جـ) هامش الإعصار: ويمثل المنطقة المحيطة بجدار الإعصار. وتتميز بحركتها الهوائية الهابطة، مع بعض الحركات الصاعدة الخفيفة. ولذا فإن الطقس فيها قليل الاضطراب، يسود جوها سحب سمحاقية وسمحاقية طبقية مع كتل من سحب الركام تحتها. ومثل هذا الطقس يسبق وصول جدار الإعصار بنحو ٢٤ ساعة ويستمر عقب تجاوزه بنحو ٢٤ ساعة أيضاً.

وتتحرك الزوابع المدارية بصفة عامة – في نطاق هبوب الرياح التجارية – من الشرق إلى الغرب مع ميل إلى الانحراف نحو القطبين بسبب دوران كوكب الأرض. وهي تدور في حركتها غالباً حول الأطراف الغربية لمناطق الضغط المرتفع المدارى الثابت فوق المحيطات ولهذا نجد أن خط سيرها ينحنى فى النصف الشمالى عند حوالى دائرة عرض ٢٥° شمالاً بعيداً عن خط الاستواء ثم ينعكس فيصبح نحو الشمال الشرقى عند دخولها نطاق الرياح الغربية عند دائرة عرض ٣٠° شمالاً أما فى النصف الجنوبى فيتحول مسار الزوابع فيما بين دائرتى عرض ١٥°، ٢٠° جنوباً نحو الجنوب الشرقى (شكل: ٢٩–٥).



(شكل رقم: ٢٩ - ٥) مسارات ومسالك منخفضات العروض الوسطى والأعاصير المدارية

وهناك عدة دلائل تشير إلى اقتراب الزوبعة من مكان ما منها: هبوط الضغط الجوى وتغير اتجاه وسرعة الرياح ثم حدوث أمواج مرتفعة فى مياه البحر. وتتقدم هذه الأمواج غالباً من إتجاه الزوبعة. كذلك ظهور سحب السمحاق وتتزايد كثافتها كلما قربت الزوبعة ثم ظهور سحب الطبقى المتوسط الارتفاع Alto-Stratus فسحب من الركام المتقطع Fracto-cumlus. وبالإضافة إلى ذلك قد يظهر على شاشة الرادار - بالنسبة للسفن التى تحمل أجهزة رادار - ما يشير إلى سقوط أمطار فى جهات قريبة فى حدود ١٣٠ كيلو متراً فى المائدة. وعند مرور الزوبعة يأخذ الضغط الجوى فى الهبوط بسرعة كما تشتد سرعة الرياح وتسقط أمطار غزيرة وتستمر هذه الظروف الجوية حتى يصل مركز الزوبعة أو عينها – كما يسمى – وعندئذ تسود

فترة هدوء وجو صحو ولكنه لا يلبث أن ينتهي بمجرد مرور عين الزوبعة. وعندئذ يأخذ الضغط في الارتفاع بسرعة كما تأخذ الرياح في الهبوب بشدة من إتجاه مضاد لاتجاهها في مقدمة الزوبعة و ذلك تسقط الأمطار الغزيرة. حتى إذا ما مرت الزوبعة بأكملها عادت ظروف الطقس إلى حالتها المعتادة. وتظهر الزوابع المدارية على خرائط الطقس على شكل خطوط ضغط متساوى دائرية تقريباً ومغلقة ومتقاربة. ويدل تقاربها على انحدار الضغط بشدة نحو المركز. وتنخفض الحرارة داخل الزوبعة من المركز نحو الخارج.

وتعد الأعاصير أو الزوابع المدارية من الأخطار التي تتعرض لها السفن في عرض البحار. والشكل (٣٠-٥) يبين المسالك الأساسية للزوابع المدارية وعلاقتها بالملاحة البحرية. ومنه يتبين أن الملاحة تكون خطرة في نصف الزوبعة الواقع ناحية القطب وذلك لأن الزوبعة تلاحق السفينة عند سيرها في هذا النصف. أما في النصف الآخر فنجد أن الزوبعة تبعد عن السفينة كلما تحركت. ولهذا نجد أن الملاحين في مناطق الزوابع يهتمون برصد ثلاثة ظواهر هي: مركز الزوبعة، وخط سيرها، ونصف الدائرة الذي تقع فيه السفينة. وذلك لمحاولة البعد عن مركز الزوبعة بما لا يقل عن ٨٠ كيلو متراً وتفادى المنطقة الخطرة. واللجوء إلى أقرب ميناء بعيداً عن المنطقة الخطرة.

وتمثل منطقة جدار عين الإعصار الجزء الفعال في الإعصار المدارى ذو القوة التدميرية الكبيرة، لما تتصف به من سرعة رياح إعصارية شديدة، ولما يصاحبها من سقوط أمطار غزيرة وفيضانات هائلة، ولما تسهم به من ثورة عنيفة للبحر (موجات تسونامية) ترفع من مستوى مياهه عند السواحل إلى ما يزيد عن سبعة أمتار. ومن أنف الأعاصير وأكثرها تدميراً التي شهدها العالم في القرن العشرين هو إعصار بنجلاديش عام ١٩٧٠م، الذى ضرب جنوبيها في يومى ١١-١٢ أكتوبر، تاركاً وراءه أكثر من ٣٠٠ ألف شخص قتيلاً، وخسائر مادية قدرت بأكثر من مليار دولار.

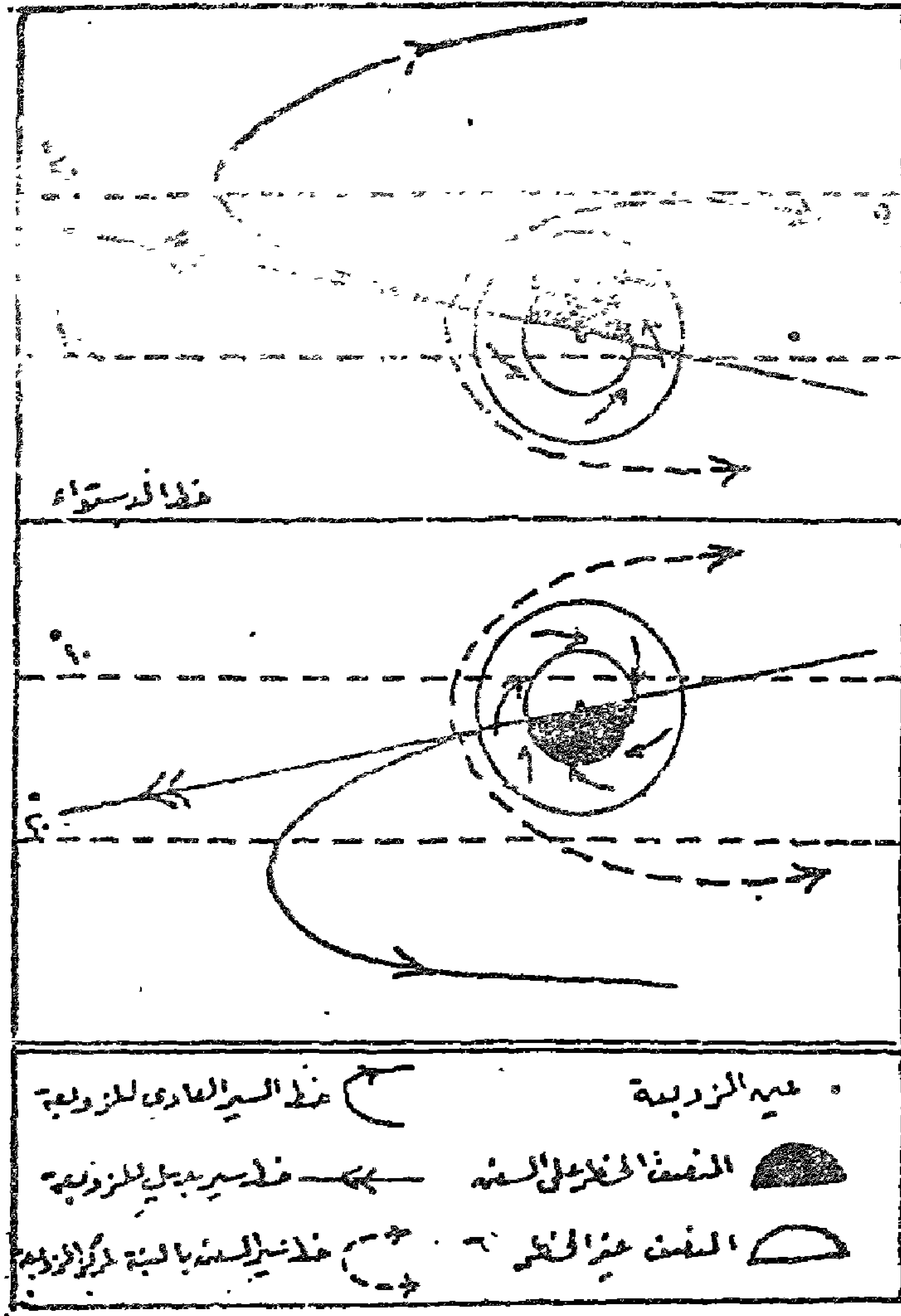
ولقد قامت العديد من المحاولات للحدّ من قوة الإعصار المدارى، بواسطة بذر جدار الإعصار السحابى بمسحوق الجليد الكربوني أو بيود الفضة للتسريع من عملية التكاثف والتخلص بذلك من جزء من الطاقة الكامنة في الإعصار قبل بلوغه منطقة المعمورة. وقد ساهمت التقنيات الحديثة (أجهزة الرادار، الطائرات، والأقمار الاصطناعية) بالحد من حجم الخسائر، لمتابعتها حركة الإعصار ورصدها أى تغير في إتجاهه وسرعته، وبذلك تتمكن من تقديم التحذيرات للمناطق الممكن أن تتعرض له.

أنواع الأعاصير المدارية

(١) زوابع (أعاصير) الترنادو

الترنادو كلمة أسبانية الأصل كانت تطلق على الزوابع المدارية التي تحدث أمام الساحل الأفريقي وبخاصة ساحل غانه ويترتب عليها تغير سريع في حركة الرياح. ثم أصبحت الآن تطلق أيضاً على الزوابع الشديدة التي تتعرض لها الولايات الجنوبية من الولايات المتحدة لاسيما في أودية المسيسبي والمسورى. والترنادو أشد أنواع الزوابع المدارية وأبلغها أثراً وقوة وتدميراً لما يعترض طريقه. وقوته وعنفه ينشآن من امتداده الأفقي المحدود الذى لا يتجاوز قطره ١ كيلو متر (من ١٠٠ - ١٠٠٠م)، ومن شدة انخفاض الضغط فيه الذى تتدنى قيمته إلى أقل من ٨٠٠ مللبيار، مما يترتب عليه انحدار شديد في الضغط، وسرعة اندفاع هواء يأخذ حركة

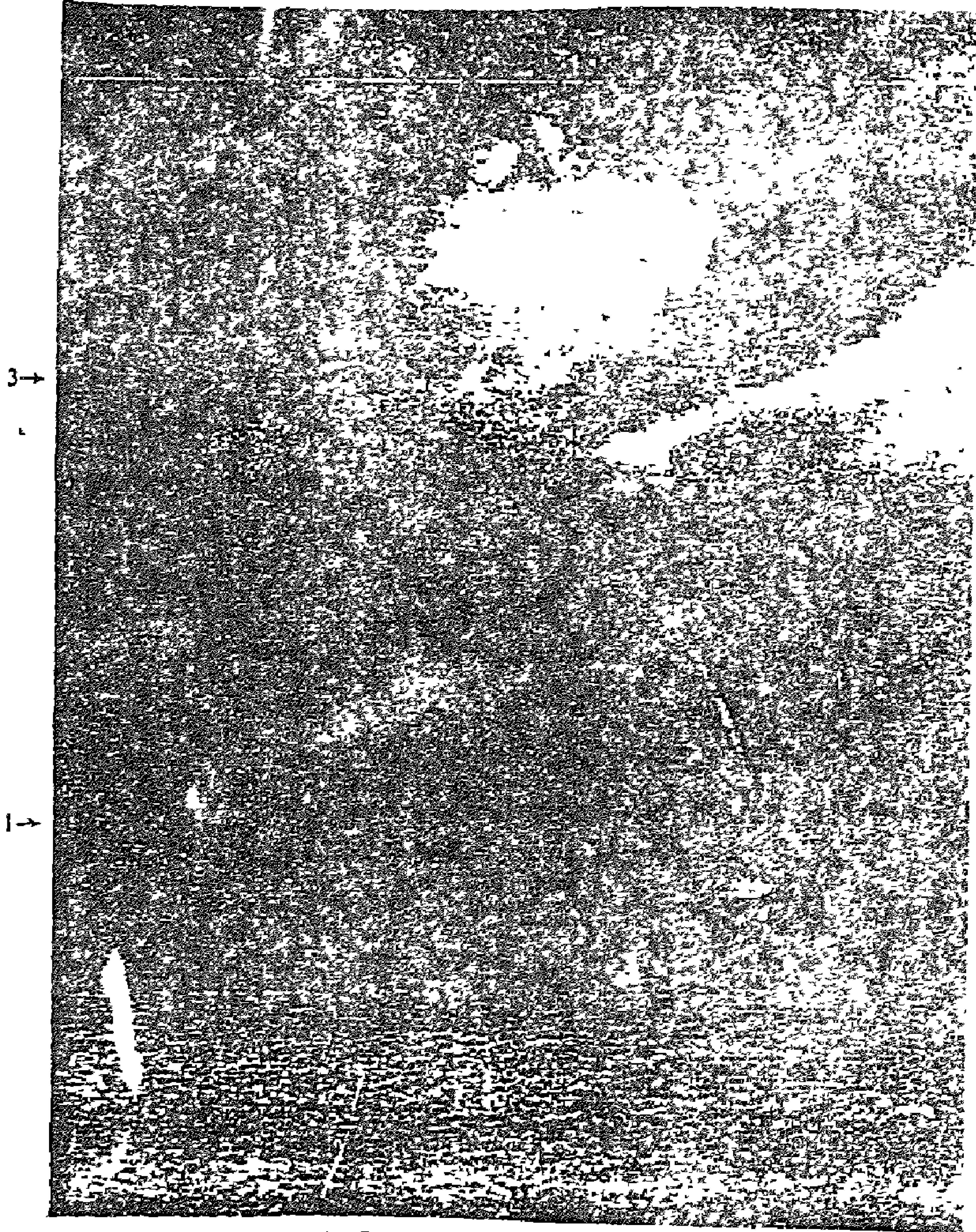
إعصارية دائرية معاكسة فى اتجاهها لحركة عقارب الساعة. وتزيد سرعة الهواء المتحرك حول مركز إعصار الترنادو عن ٣٥٠ كيلو متر فى الساعة، لتصل أحياناً إلى ٧٠٠ كيلو متر فى الساعة بحيث يؤدى إلى تحطم أى شىء يقع فى طريقه، حتى أجهزة قياس سرعة الرياح فإنها تحطم، مما يجعل سرعة الرياح تقدر تقديراً.



(شكل رقم ٣٠- ٥) مسالك الزوابع المدارية وعلاقتها بالملاحة البحرية

ويبدو إعصار التورنادو الذى يطلق عليه أحياناً التويستر Twister، كسحابة قمعية ممتدة إلى الأسفل من قاعدة سحابة عاصفة رعدية من الركام المزنى الكثيف(شكل: ٣١ - ٥)، تستغرق فى امتدادها وبلوغها سطح الأرض دقائق قليلة تكون خلالها قد تحركت كيلو متراً واحداً أو كيلو مترين. وبمجرد أن تلمس هذه السحابة القمعية الأرض يحدث الدمار الشديد.

وتسقط أمطار غزيرة مصحوبة ببرق ورعد شديدين. وقد يحدث أحياناً عند مرور الترنادو فوق مياه البحر أو المحيط أن يرتفع سطح الماء إلى أعلى ويقابل هذا الإرتفاع مخروط من السحب يتدلى نحو سطح البحر وهنا تعرف باسم النافورات أو الشواهق المائية أو الأقماع البحرية Waterspouts. ومثل هذه الظروف تشكل خطراً كبيراً يهدد السفن ويغرقها فى أغلب الأحيان.



(شكل رقم: ٢١ - ٥) صورة لإعصار تورنادو

وتحدث زوابع الترنادو بصفة خاصة فى فصلى الربيع والصيف ويكون حدوثها غالباً بعد الظهر (بين الساعة الثالثة والخامسة) عندما تبلغ درجة الحرارة نهايتها العظمى. وهى تستمر فترة قصيرة لا تزيد عن بضع ساعات كما يندر حدوثها فى الصباح. وقد تحدث عدة زوابع متقاربة وتتحرك في مسالك متوازية. كذلك قد تحدث زوابع الترنادو في المناطق المعتدلة عند الحواف الجنوبية للأعاصير المعتدلة فى النصف الشمالى من كوكب الارض وذلك فى الجهات التى تمتد فوقها خطوط الضغط المتساوى على شكل الحرف V ففى هذه الجهات يتغير إتجاه الرياح فجأة لأسباب محلية كما تتغير درجة حرارة الهواء تغيراً سريعاً وينشأ طقس إعصارى شديد مصحوب بنوات عنيفة Squalls وانخفاض سريع وشديد فى الضغط الجوى، لا تستطيع سوى أبنية قليلة تحمله، كما تعمل الرياح الإعصارية الدوامية الشديدة السرعة على سحب كثير من المواد الأرضية (كالسيارات وغيرها) ورفعها عشرات الأمتار إلى أعلى، هذا

فى إتجاه عام من الغرب إلى الشرق وبإتجاه الشمال الشرقى بسرعة كبيرة قد ٥٠ أو ٦٥ كيلو متراً فى الساعة ولكنه سرعان ما يتلاشى على الرغم من عنفه وشدة وقد يغرق السفن فى البحار ويحطم المنازل ويقتلع الأشجار ويسبب كثيراً من الكوارث فى اليابس، فقد حدث فى ١٨ مارس عـام ١٩٢٥ أن مر ترنادو على ولايات مسورى والينوى وانديانا بالولايات المتحدة الأمريكية فأدى إلى موت ما يقرب من ٧٠٠ شخصاً، كما أدى إلى خسائر قدرت بنحو ١٦,٥ مليون دولار (Critchfield, 1966).

وتشير الدراسات إلى أن نشأة أعاصير الترنادو لم تزل غير معروفة تماماً، غير أن تكونها يكاد يقترن بالعواصف الرعدية الشديدة وخطوط الجبهات الباردة العنيفة. كما تشير بعض الدراسات إلى أن المصدر الرئيسى للطاقة فى التورنادو يستمدها من الطاقة الكهربائية الفائضة التى تتراكم فى الإعصار بفعل شدة البرق. والتورنادو التى تحدث مرتبطة بالعواصف الرعدية المنتشرة تكون فترة حياتها عادة قصيرة، ومسالكها مشوشة غير منتظمة. أما تلك التى تكون مرتبطة بخطوط الجبهات الباردة العنيفة فإنها تستمر لفترة أطول، وتكون ذات مسالك أطول (٢٠-٥٠ كيلو متراً) وأكثر انتظاماً. ورغم الدمار الذى يصاحب التورنادو على طول مساراتها الضيقة والقصيرة، إلا أنها ظاهرة جوية لا تقاس أهميتها فى مناخ الأرض بالأعاصير المدارية، أو الانخفاضات الجوية فى العروض الوسطى.

(٢) الهاريكين Hurricane والتيفون Typhoon

يطلق اسم «هاريكين» على الأعاصير المدارية التى تهب على خليج المكسيك، وحزر الهند الغربية، وشبه جزيرة فلوريدا فى جنوب شرقى الولايات المتحدة. وتتكون عواصف الهاريكين عندماتقوى الانخفاضات الجوية المدارية بفعل الهواء الرطب الحار فوق المحيطات المدارية، فالهاريكين عادة تتكون فوق المسطحات المائية التى تزيد درجة حرارة مياهها عن ٢٨°م. وعلى الرغم من أن عواصف الهاريكين ليست متعددة الحدوث - كما هى الحال فى انخفاضات العروض الوسطى - إلا أنها إذا حدثت فإنها تكون بالغة العنف مخربة الأثر، إذ تشتد سرعة الرياح فيها إلى أكثر من ١٢٠ كيلو متراً فى الساعة، بل إن الهاريكين المخرب قد تصل سرعته أحياناً إلى ٢٤٠ كيلو متراً فى الساعة. ويتقدم الهاريكين بمعدل يتراوح بين ١٥، ٣٠ كيلو متراً فى الساعة. ووسط الإعصار توجد «عين» الهاريكين التى يتراوح قطرها بين ٨، ٥٠ كيلو متراً ويكون الهواء فيها هابطاً إلى أسفل ومن ثم فهى دفيئة وصافية نسبياً.

ويختلف الإعصار المدارى «الهاريكين» عن انخفاضات العروض الوسطى فى إنه أكثر دائرية، وانحدار الضغط به أشد، ومن ثم فالرياح أكثر سرعة وقوة وتزداد سرعتها وقوتها تجاه وسط الهاريكين، وكذلك الأمطار أشد غزارة منها فى حالة انخفاضات العروض الوسطى. والهاريكين عادة يكون أكثر تركزاً إذ يبلغ قطره ما بين ١٥٠ - ٦٠٠ كيلو متراً فقط. وبعض الهاريكين يبلغ قطرها حوالى ٤٠ كيلو متراً فقط.

والهاريكين يسبب أضراراً جسيمة للملاحة والسفن ومراكز العمران الساحلية كما يؤدى إلى خسارة فى الأرواح نتيجة للغرق الذى يسببه ارتفاع ماء البحر بسبب دفع الرياح القوية له واكتساحها للشاطئ، كما يرجع إلى الأمطار الغزيرة وما يصحبها من فيضانات.

ومثل الهاريكين تحدث التيفون فى جنوب شرق آسيا، وبصفة خاصة فى بحر الصين وجزر الفلبين وجنوب اليابان فى الفترة ما بين مايو وديسمبر، وغير هذه المناطق تحدث الأعاصير المدارية أيضاً فى جهات مدارية أخرى مثل خليج البنغال والبحر العربى وشرق جزيرة مدغشقر وشرق وشمال استراليا.

الفصل السادس

الدورة المائية وتفاعلاتها في نظام المناخ

الفصل السادس

الـدورة المائية وتفاعلاتها

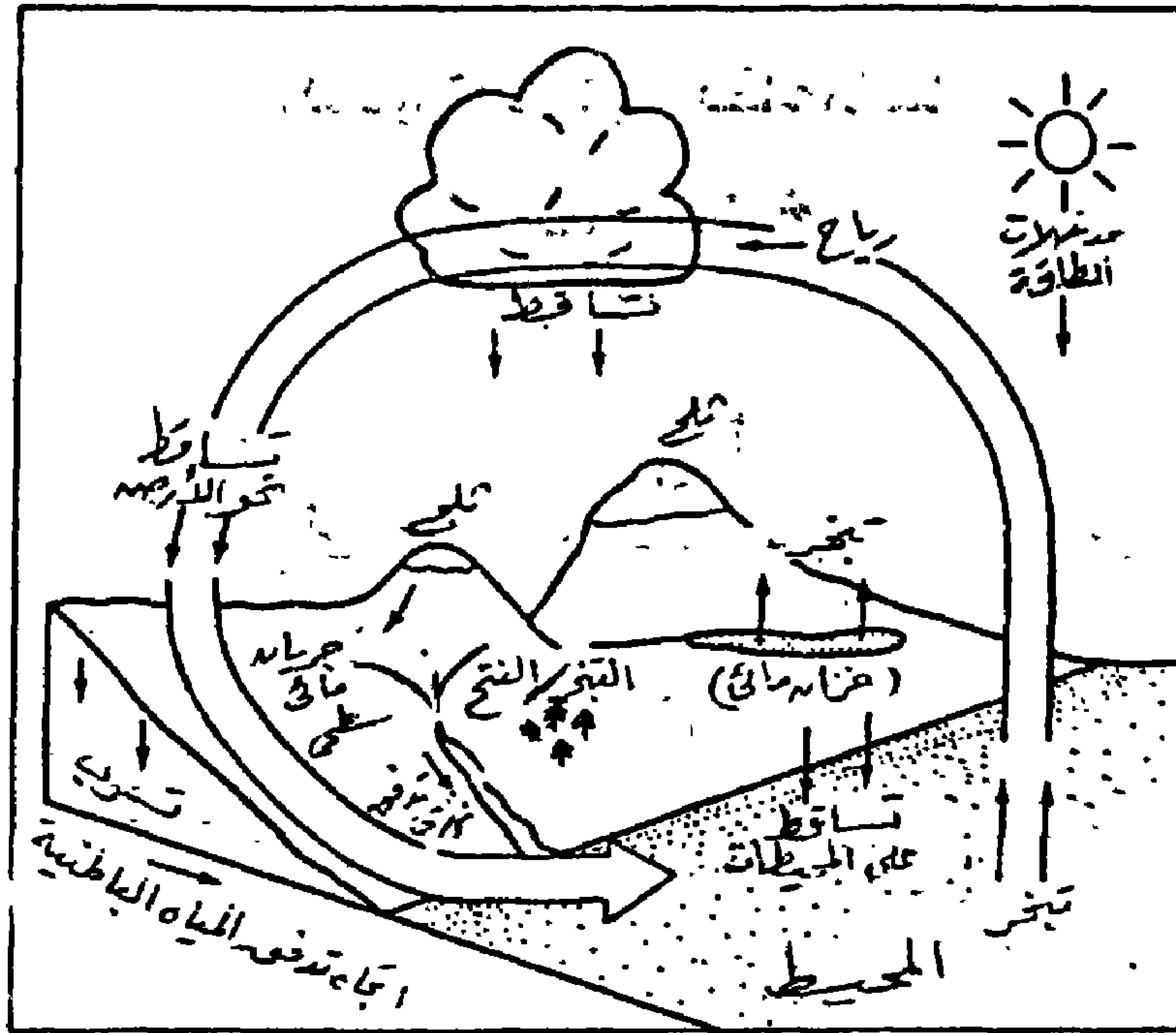
في نظام المناخ

مقدمـــة

تعد السحب والتساقط (أى المطر والثلج والبرد)، إضافة إلى درجة الحرارة والرياح، أكثر عناصر الجو والمناخ تأثيرا، فهي عناصر تستطيع التغير بسرعة مع الزمن والمكان، إلا أن الماء فى كل أشكاله، وكذلك فى كل أنشطته المختلفة فى الجو - يلعب دورا هاما للغاية فى المحافظة - ليس على المناخ فحسب - بل أيضا على الحياة ذاتها. ولكى نتمكن من فهم وتقدير دور الماء وتفاعلاته في نظام المناخ والتوقع بهما، فإنه من الضرورى التفكير فى الماء كجزء من نظام محدد يعرف أحيانا باسم الدورة المائية Hydrological Cycle (شكل ٦-١) . وكما يوحى الرسم فى هذا الشكل فإن الفهم الكامل لذلك النظام يتطلب الإلمام بعلوم الجيومورفولوجيا والبيدولوجيا (علم التربة) والنبات، وكذلك دراسة الجليد وعلم البحاروالمحيطات. وإذا أخذنا فى الحسبان أن الإنشاءات الصناعية تمثل جزءا من سطح الأرض فإن القائمة سوف تشمل بالتالى علم الهندسة المدنية. وزيادة على ذلك فإن الجوانب المتعلقة بالماء ومصادره (امداداته) تتطلب الماما بعلوم الصحة العامة وهندسة مشروعات المياه وكذلك العلوم المرتبطة بالأنشطة الزراعية، وأخيرا فإن الأمر يتطلب ادراكا وتقديرا لدور السياسات العامة وما يتصل بها من قوانين وتشريعات، وتطبيقاتها وبينما تعكس هذه الإعتبارات المدى الواسع من المجالات التى يجب أن يهتم بها عالم المناخ أو المشتغل به، فإن من الواضح أنه يجب علينا التركيز على الجوانب المتعلقة بالمياه والتى لها علاقة مباشرة بالمناخ. وحيث أننا نفكر فى حالة حركة داخل دورة متكاملة - فإنه ليس هناك بداية معينة لمناقشة دور الماء فى نظام المناخ. وحيث أن الفصل الثالث قد ركز على تبادلات الطاقة، فمن الملائم إذن أن نستهل مناقشة هذا الدور بادئين عند السطح الفاصل بين الهواء والأرض حيث تكون هذه التبادلات حيوية.

التبخـــر

سبق أن قدمنا مصطلح التبخر Evaporation ولكننا نظرنا إليه هناك على أنه أحد نتائج تبادلات الطاقة، ولكن مايهمنا هنا هو التعامل معه من حيث تأثيره على كمية الماء على سطح الأرض وفى الغلاف الجوى، ومع ذلك فإن هناك علاقة بسيطة وبديهية بين الطاقة المستخدمة فى التبخر ومقدار الماء المتبخر، كما سبق أن أشرنا.



(شكل: ١-٦) الدورة المائية للأرض

التبخــر - النتــح

ينتقل الماء من سطح الأرض إلى الجو بإحدى وسيلتين محددتين. الوسيلة الأولى هى التبخر. وهذا يحدث عندما يوجد سطح ما حر سواء كان هذا الماء في أحد المحيطات أو ماء موجودا بين حبيبات التربة. أما الوسيلة الثانية فهي النتح Transpiration ويحدث حين يخرج الماء من داخل أوراق النبات عن طريق الثغور أو المسام. ورغم أن هاتين الطريقتين هما طريقتان مختلفتان ومستقلتان إلى أنه من الممكن عملياً في معظم الأحيان معاملتهما معاً حيث أن الميكانيكيات الدافعة والمسئولة عن حدوث كل منهما متشابهة، كما أن الناتج النهائى واحد فى الحالتين.

ويخضع معدل التبخر – النتح عند أية لحظة معينة – وبالتالى – وبالتكامل – تخضع كمية التبخر – النتح الناتجة لأربعة عوامل تتحكم فيها:

١– توفر الطاقة، ٢– التدرج الرطوبى بعيدا عن السطح، ٣– سرعة الرياح فوق السطح مباشرة، ٤– توفر الماء.

وإذا نظرنا إلى عملية التبخر على المستوى الجزيئى فإن التبخر يحدث حينما يزداد معدل

تدفق جزئيات الماء المنفردة بعيدا عن الجسم المائى عن معدل التدفق العكسى (تدفق العوده إلى الماء من الجو) ويتكون الندى Dew إذا زاد مقدار تدفق العودة هذا عن كمية التدفق إلى خارج السطح المائى. ويعتمد التدفق من السطح بشكل كبير على مقدار الطاقة المتاحة. وكذلك على وجود امداد من الماء عند السطح. أما معدل التدفق العكسى (تدفق العوده) فيتوقف بشكل أساسى على رطوبة الهواء الموجود أعلى السطح مباشرة فكلما زادت الرطوبة زاد معدل تدفق العودة. ويقل بذلك صافى معدل التبخر. وهكذا فإنه لكى يحدث تبخر سريع يجب أن يتوفر تدرج شديد باتجاه البعد عن السطح، تماما مثلما يكون مطلوباً وجود تدرج حرارى شديد لكى يحدث تدفق حرار سريع. وفى الأحوال التى يكون الهواء فيها ساكنا تقريبا يؤدى التخبر من السطح إلى حدوث تراكم سريع للمحتوى الرطوبى لطبقة الهواء الملاصقة مباشرة للسطح المائى. كما يؤدى إلى خفض فى معدل التبخر. بينما فى وجود الرياح ونتيجة لتيارات الخلط الدوامية الناتجة عنها فإن طبقة الهواء الرطبة المنخفضة ستدفع بعيدا بواسطة الرياح وتحل محلها طبقة أخرى أقل فى محتواها الرطوبى، وهذا النوع من الإحلال يرتبط بحركة تيارات الحمل الأفقية واسعة النطاق والتى تأتى بكتلة هوائية جديدة أكثر جفافا إلى السطح. وتكون محصلة هذه العملية أن سرعات الرياح المعتدلة تؤدى إلى المحافظة على تدرجات حادة للرطوبة وبالتالى معدلات تبخر مرتفعة.

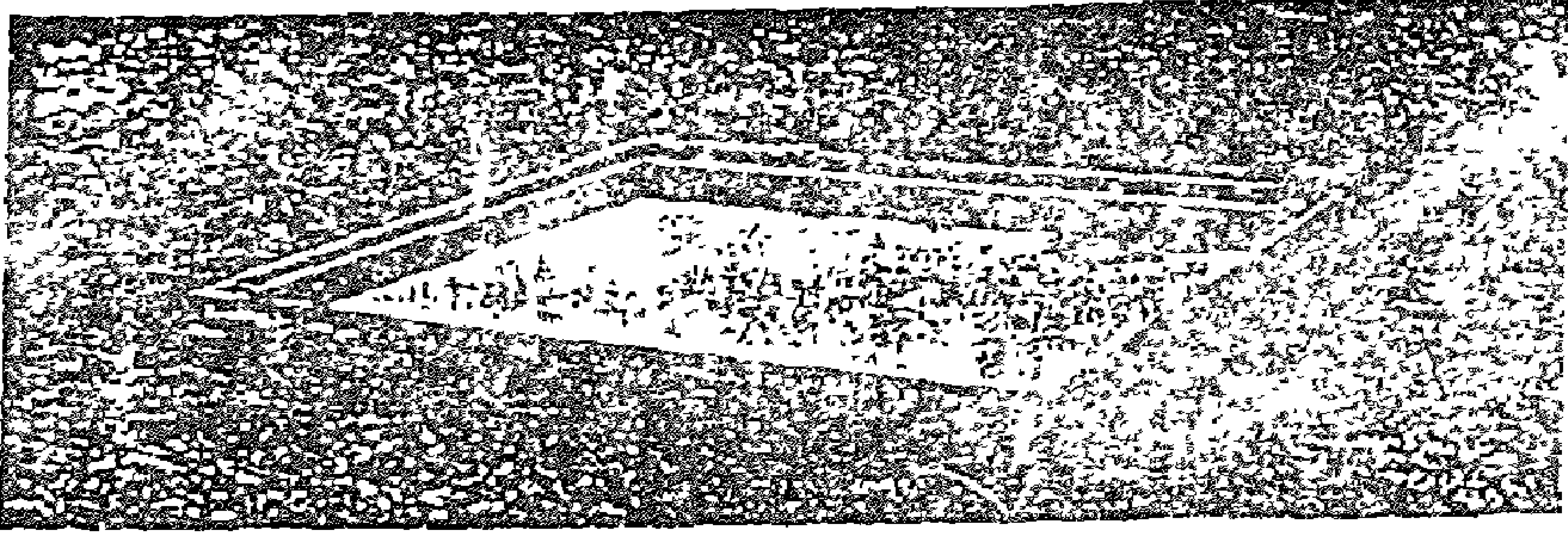
وتعتمد معدلات التبخر العالية كذلك على وجود امداد مستمر من الماء عند السطح، وهذا لايمثل مشكلة فى حالة أسطح المياه المفتوحة، ولكنه بالنسبة لسطح الأرض يتطلب حركة الماء من الأعماق – سواء كان ذلك من خلال التربة أو من خلال النباتات – مما يتطلب وقتا طويلا نوعا. فهناك على سبيل المثال حد أقصى لمعدل النتح يمكن أن تصل إليه النباتات، وغالبا ماتذبل النباتات فى فترة بعد الظهر فى أحد أيام منتصف الصيف المشمسة لمجرد أنه تتم إزالة بخار الماء من على الأوراق بمعدلات أسرع من معدلات وصوله إلى هذه الأوراق من الجذور. وبالمثل فإن طبقات السطحية من التربة قد تجف رغم وجود الماء بوفرة فى المناطق أكثر عمقا من قطاع التربة.

ولاتستخدم كل الطاقة الممتصة على السطح فى عمليات التبخر حيث أن تدفقات الطاقة الأخرى تستمر كذلك. وبالنسبة لأنواع كثيرة من سطح الأرض يكون التدفق الحرارى للتربة صغيرا ويمكن اهماله وبذلك تكون الطاقة مقسمة أساسا بين الحرارة المحسوسة والحرارة الكامنة كما ذكرنا سابقا، والنسبة بين النوعين وتعرف بنسبة بوين Bowen ratio – تعد مؤشرا يعبر عن هذا التقسيم. وبشكل عام فإن الأسطح تميل إلى جعل هذه النسبة أقل مايمكن. وصحيح أن حرارة السطح الرطب سترتفع قليلا أثناء حدوث التبخر. إلا أنه سوف يحدث ارتفاع سريع لدرجة الحرارة بمجرد جفاف هذا السطح، وحيث يسود التدفق الحرارى المحسوس يصبح هو الميكانيكية الرئيسية لانتقال الطاقة.

وقد أدى دور العوامل الأربعة المحددة للتبخر – النتح – والتي يمكن لأي منها أن يكون عاملا محددا – إلى ظهور مفهومين للتخبر – النتح من حيث تطبقاته العملية. وأول هذين المفهومين هو التبخر – النتح القياسي أو الممكن (PET) Potential Evapotranspiration والذي يعرف بأنه معدل التخبر – النتح الذي يمكن أن يحدث لمحصول أخضر قصير، نشط النمو، جيد الري، يغطي سطح الأرض. وقيم التبخر – النتح في هذه الحالة تكون مماثلة تماما لقيم التبخر المقاسة من سطح مائي كبير مفتوح. وهي تمثل المعدل الذي يعتمد بالكامل على الظروف الجوية والذي يمثل الحد الأقصى الممكن تحت الظروف الجوية السائدة. أما المفهوم الثاني وهو التبخر – النتح الفعلي (AET) Actual Evapotranspiratin فهذا يعرف على أنه الكمية الفعلية المفقودة من السطح تحت ظروف حرارة الجو والتربة الفعليتين. وفي الواقع فإن كلا المفهومين هام، حيث أن قيمة التبخر – النتح القياسي تعطي مؤشرا أو مقياسا للإنتاجية الزراعية الممكنة، ومؤشر كهذا يكون هاماً عند البدء في إقامة نظام للري، بينما قيمة التبخر – النتح الفعلي تعكس معلومات حيوية ضرورية من حيث قياسات وتقديرات ظروف الرطوبة الأرضية وكذلك الميزان المائي المحلي.

قياس التبخـــر- النتـــح:

يعد قياس التبخر – النتح أمرا صعبا سواء في ذلك القياسي أو الفعلي. وقد ابتكرت أساليب عديدة من أجل قياسهما. وأكثر الطرق شيوعا لقياس التبخر – النتح القياسي بشكل مباشر هو إستخدام أجهزة إناء التبخر evaporation pans (شكل ٢-٦). وإناء التبخر هو ببساطة وعاء ذو حجم قياسي يحتوى على الماء الحر المعرض للجو. ويقاس عمق الماء في بداية الفترة المطلوب القياس خلالها وكذلك في نهايتها ويكون الفارق بين القراءتين – بعد التصحيح لمعادلة أية تساقط يكون الإناء قد استقبلها خلال فترة القياس – هو مقدار التبخر. وفي الواقع فإن إنتقال الطاقة عبر جوانب الإناء، مضافا إليه التأثير الدوامي الناتج عن وجود الإناء نفسه في منطقة القياس يجعل من الصعب مساواة النتائج والقياسات بالتبخر المناظر من أسطح مائية طبيعية مفتوحة، ولذلك فإن معاملا لتصحيح يعرف بمعامل الإناء يجب أن يدخل في الحساب قبل استخدام هذه النتائج. وهناك أجهزة قياس أكثر تطورا تعرف بالليسيمترات lysimeters (شكل ٣-٦) غير أن هذه الأجهزة تتطلب عناية شديدة في إنشائها وصيانتها إذا أريد لها إعطاء نتائج ذات فائدة. لذلك فإن إستخداماتها تكون قاصرة بشكل رئيسي على بعض محطات الأبحاث الزراعية المتخصصة. وتعتمد فكرة الليسيمترات على أساس إزالة جزء من سطح الأرض ثم وضع مايشبه صندوقاً أو وعاءً برميليا كبير الحجم في الحفر الناشئة ثم إعادة التربة إلى هذا الصندوق أو الوعاء مع محاولة المحافظة على حالتها وبنائها الأصليتين بقدر الإمكان:

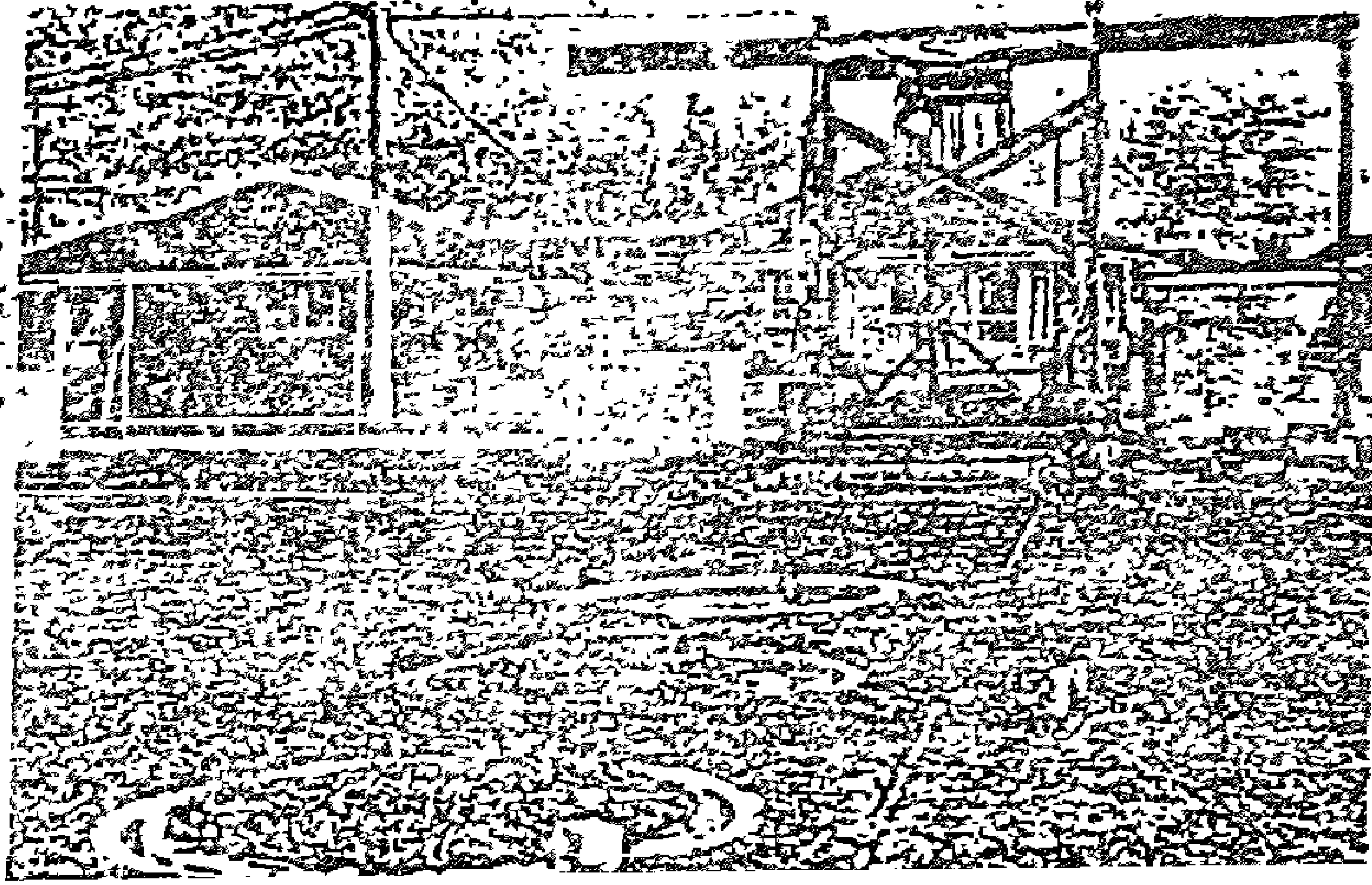


(شكل ٢-٦) إناء التبخر Evaporation pan

ويصمم الليسيمتر بحيث يكون مستقرا فوق جهاز وزن من نوع ما لكي يسجل مقدار التغيرفي وزنه وبالتالي مقدار التبخر عبر فترة أو فترات زمنية محددة. ونظرا لأنه من الصعب قياس التبخر – النتح بشكل مباشر فإن الشائع هو أن يتم حسابه أو تقديره من العناصر الجوية التي تقاس بشكل أكثر انتظاماً. وهناك العديد من الطرق المستخدمة في هذا الشأن وكلها تقريبا تبدأ بتقدير التبخر – النتح انقياسي من القياسات الجوية. وبعض هذه الطرق بسيط ويتطلب قياسات درجات حرارة الهواء فقط كمعلومات أساسية لعمل الحسابات، وهذه يمكن أن تستخدم لتقدير المتوسطات الشهرية، والبعض الآخر يكون أكثر تعقيدا، ويحتوى على بيانات الاشعاع الشمسي، وسرعة الرياح ودرجة حرارة الهواء، وكذلك قياسات الرطوبة، ويمكن استخدام هذا النوع في عمل حسابات وتقديرات للمعدلات اليومية. وبمجرد حساب التبخر – النتح القياسى فإن طريقة حساب (موازنة) معينة تتم لحساب مقدار الرطوبة الأرضيا وكذلك لربط هذه المحتوى الرطوبى بمقدار الماء الذى يمكن أن يكون متاحا التبخر – النتح الا على.

أما معدل التبخر – النتح الفعلى لمحصول معين فيتم حسابه بإستخدام القيمة المقدرة التبخر – النتح القياسي وبإستخدام معامل يعرف بمعامل المحصول حيث يقدر التبخر – النتح الفعلى بحاصل ضربهما. ويتوقف معامل المحصول على نوع المحصول والصنف، وكذلك على مرحلة النمو. وعادة يقدر هذا المعامل، وبالتالي يقدر التبخر – النتح الفعلى للمحصول، فى كل من أربع مراحل لنمو النبات وهي المرحلة الأولية، ومرحلة نمو المحصول ومرحلة نصف موسم النمو والمرحلة المتأخرة للنمو.

ونظرا للندرة النسبية لقياسات التبخر، أو التبخر – النتح، وكذلك نظرا لصعوبة توحيده طرق القياس المختلفة أو ربطها المباشر ببعضها البعض، فإن من الصعب جدا عمل خرائط تبخر الأرض ومع ذلك فإن محاولات عديدة قد جرت في هذا الشأن، ورغم إختلاف النتائج فى

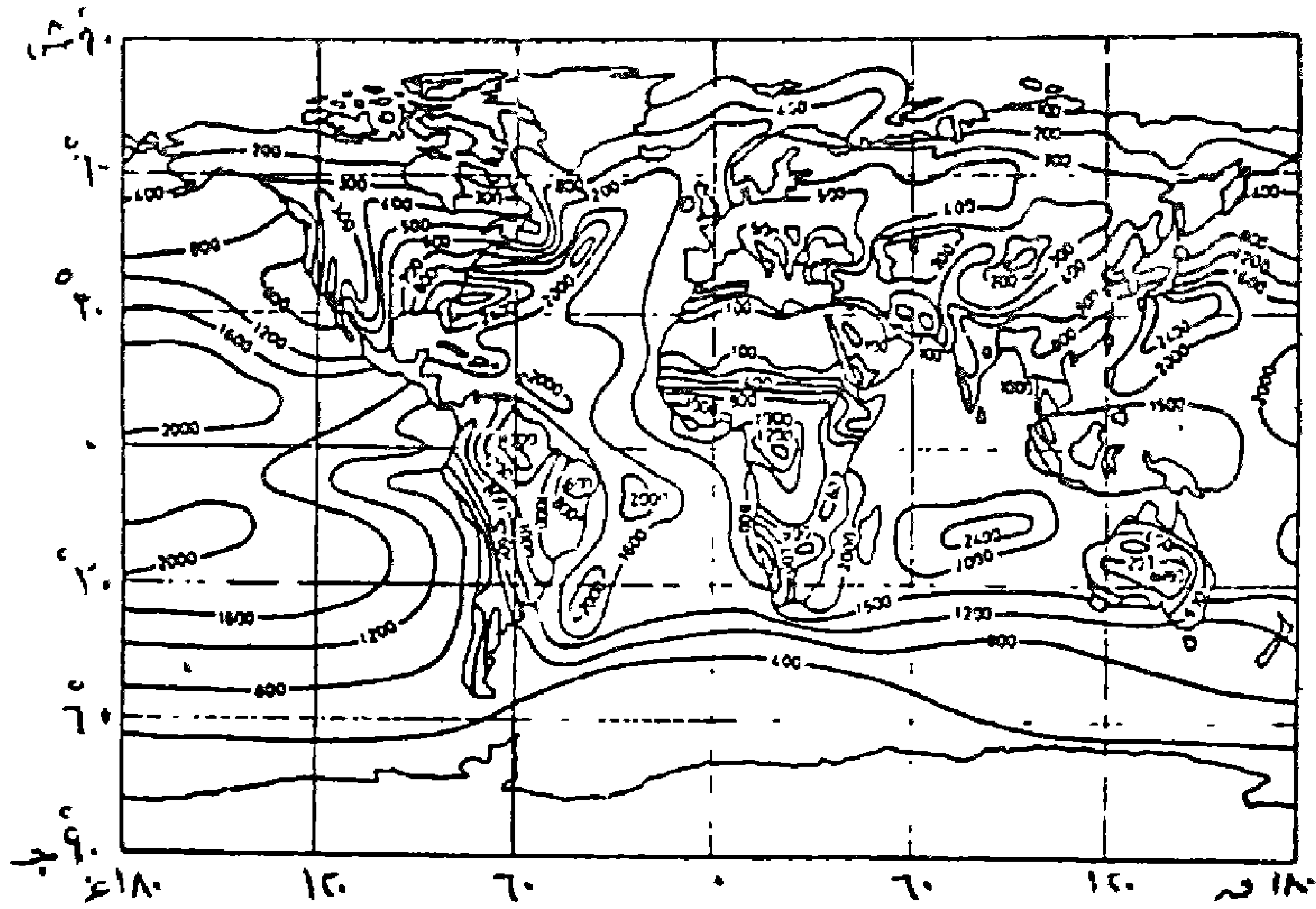


(شكل ٢-٦) أحد الليسيمترات الوزنية Weighing Lysimeter أثناء انزاله إلى موضعه.

تفاصيلها، إلا أن الصورة العامة على مستوى كوكب الأرض تعد مستقرة ومعروفة إلى حد بعيد (شكل ٤-٦). فالمعدلات القصوى للتبخر الفعلى تحدث فوق أسطح المحيطات في المناطق دون المدارية وتتناقص هذه المعدلات بشكل عام مع الاتجاه نحو القطبين. والقيمة المقاسة بالنسبة لسطح الأرض هي أقل من تلك المقاسة للمحيطات. ويلاحظ وجود إختلاف حاد عند مناطق الشواطىء حيث يلاحظ إختلاف قيم خطوط تساوى معدلات التبخر بشدة بين مسطحات يابس الأرض والماء. ويمكن عن طريق مد القيم المقدرة لأسطح المحيطات (رياضيا) عبر مناطق القارات، الحصول - بشكل تقريبي - على تقدير التبخر - النتح القياسي للأرض. وتتركز فائدة هذا في إنه يعكس مدى إنخفاض كميات التبخر - النتح الفعلى المقاسة على اليابس والذى يظهر بوضوح فوق المناطق الصحراوية من الأرض.

الرطوبة الجوية:

يدخل الماء المتبخر إلى الغلاف الجوى في شكل جزئيات بخار ماء منفردة ذات طاقة عالية - وهناك عدد ضخم من الطرق التى تستخدم للتعبير عن المحتوى الرطوبى الجوى الناشيء عن ذلك. وكل واحدة من هذه الطرق يمكن أن تكون أكثر ملائمة في ظروف خاصة أو من أجل تطبيقات معينة.

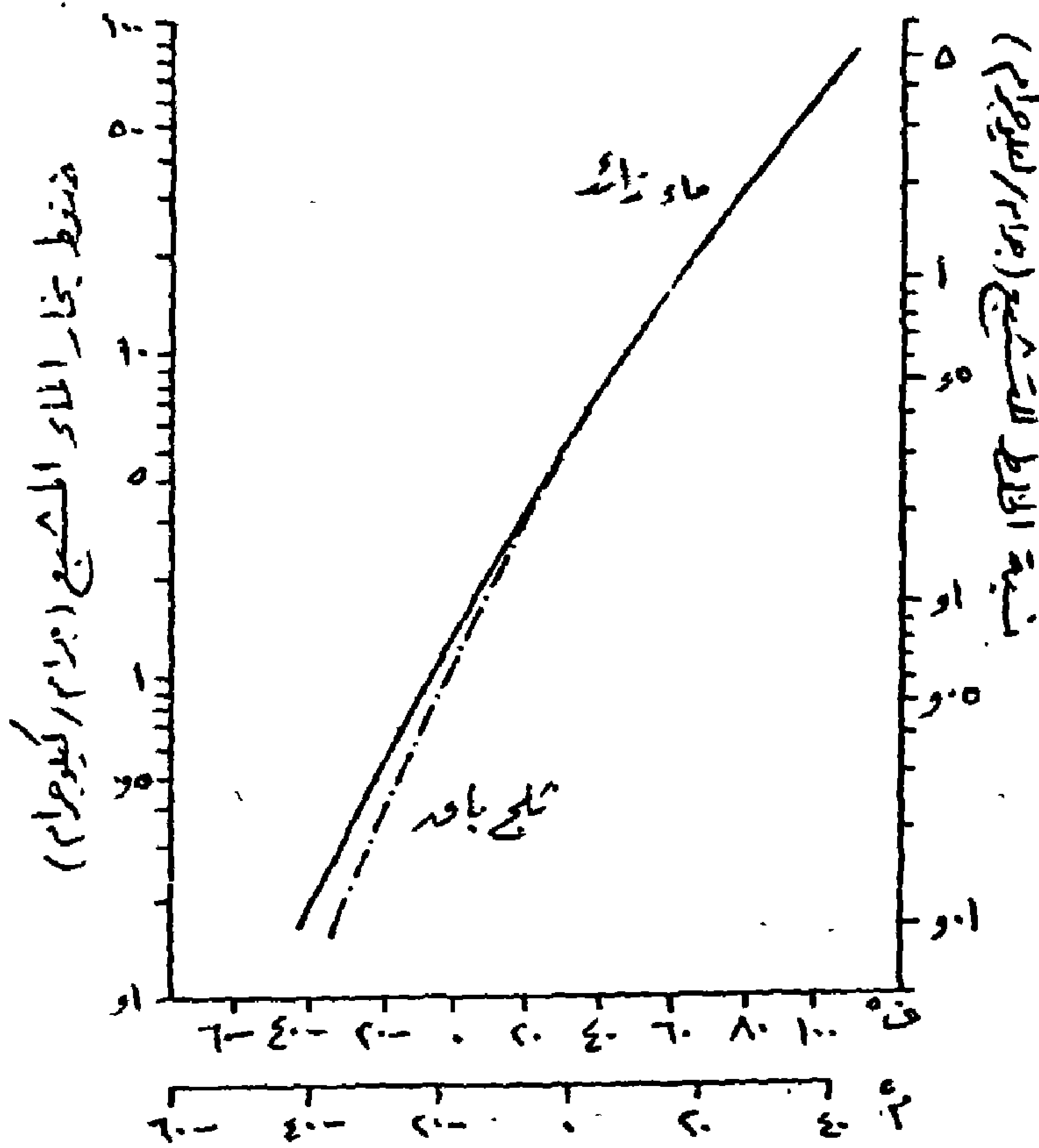


(شكل، ٤-٦) توزيع التبخر (ملليمتر في العام) على المستوى العام لكوكب الأرض.

وهناك حد أقصى لكمية بخار الماء التى يستطيع الهواء الاحتفاظ بها. ويمثل هذا الحد النقطة التى يصبح عندها الهواء مشبعاً. ويعرف التشبع بشكل عام بأنه المحتوى الأقصى لبخار الماء بالهواء والموجود فى حالة اتزان مع سطح مستو من الماء الخالص أو الثلج الموجودين عند نفس درجة حرارة الهواء. وتختلف قيمة التشبع بين نوعى السطحين، فضغط بخار الماء المشبع أقل فوق الثلج منه فوق سطح الماء عند نفس درجة الحرارة وذلك لأن الحرارة الكامنة اللازمة للتحول من المادة الصلبة إلى البخار هى أكبر من تلك اللازمة للتحول من سائل إلى بخار. وعند النقطة التى يحدث عندها التشبع فإن تفاعل العدد الكبير من جزئيات بخار الماء عالية الطاقة مع جزئيات الهواء ذات الطاقة الأقل يكفى لجعل جزئيات البخار تتخلص من بعض طاقاتها وأن تتحول إلى قطرات سائلة (أو بللورات صلبة) حيث تعود إلى مستوى الطاقة الأقل وأثناء هذه العملية تنطلق الحرارة الكامنة.

وتتفاوت قيمة التشبع مع إختلاف درجة الحرارة. ولو قدمنا تعبيرا للرطوبة فإننا نستطيع تحديد هذه العلاقة بشكل كمى. ويمكن التعبير عن كمية البخار عن طريق ضغط بخار الماء، الذى يعرف بأنه القوة بالنسبة لوحدة المساحة التى تخلقها حركة جزئيات البخار إذا ما أخذت بشكل منفصل عن باقى المكونات الغازية للجو. ويمكن اشتقاق العلاقة بين ضغط بخار الماء للتشبع وبين درجة الحرارة من القانون التالى (الديناميكا الحرارية) وتكون العلاقة الناتجة هى مايعرف بمعادلة كلاوسيوس – كلابيرون Clausius-Clapeyron equation.

حيث ك هي الحرارة الكامنة للتبخر ، و ن٢ ، ن١ الحجم النوعي (الحجم المشغول بوحدة الكتلة) للماء في صورتيه: البخارية (بخار الماء)، والسائلة على الترتيب. وعادة ماتهمل قيمة ن١ مقارنة بـ ن٢ ويزداد ضغط بخار الماء للتشبع بشكل لوغاريتمي تقريباً مع درجة الحرارة (شكل ٥-٦) . وحيث أن أ س تختلف بين سطحي الماء السائل والصلب فإنه عند درجات الحرارة الأقل من درجة التجمد يتوقف ضغط بخار الماء للتشبع على ما إذا كان التكاثف يحدث في شكل قطرات ماء سائلة أو بللورات ثلجية.



(شكل: ٥-٦) ضغط بخار الماء المشبع كدالة لدرجة الحرارة.

تقدير المحتوي الرطوبي الجوي

حتى الآن فإن التعبير عن المحتوى الرطوبى للجو يتم بإستخدام ضغط بخار الماء وسنعرض فيما يلي بعضا من طرق التعبير البديلة الأخرى.

الرطوبة النوعية : أو بالأحرى نسبة خلط بخار الماء وهى النسبة بين كتلة بخار الماء

وكتلة الهواء الجاف فى حجم معين، ويعبر عنها بالجرامات لكل كيلو جرام. وتستخدم نسبة الخلط للتشبع في كثير من الأحيان، حيث أنها تماثل بصورة مباشرة ضغط بخار الماء للتشبع.

الرطوبة النسبية The relative humidity : وهذه – بالنسبة للماء – هى النسبة بين نسبة الخلط الفعلية ونسبة الخلط عند التشبع ويعبر عنها عادة كنسبة مئوية كالآتى:

$$\text{الرطوبة النسبية} = \frac{\text{نسبة الخلط الفعلية}}{\text{نسبة الخلط للتشبع}} \times ١٠٠$$

وتعتمد الرطوبة النسبية لجسم من الهواء على درجة حرارته، حيث أن نسبة الخلط للتشبع تعتمد (وظيفيا) على درجة الحرارة. وعلى هذا فقيمة الرطوبة النسبية تتغير مع تغير درجة الحرارة دون تغير المحتوى الرطوبى. فقد تنخفض الرطوبة النسبية بما يصل إلى ٥٠٪ بين فترتى الصباح والظهيرة – على سبيل المثال – كنتيجة لارتفاع درجة الحرارة فى وقت الظهر.

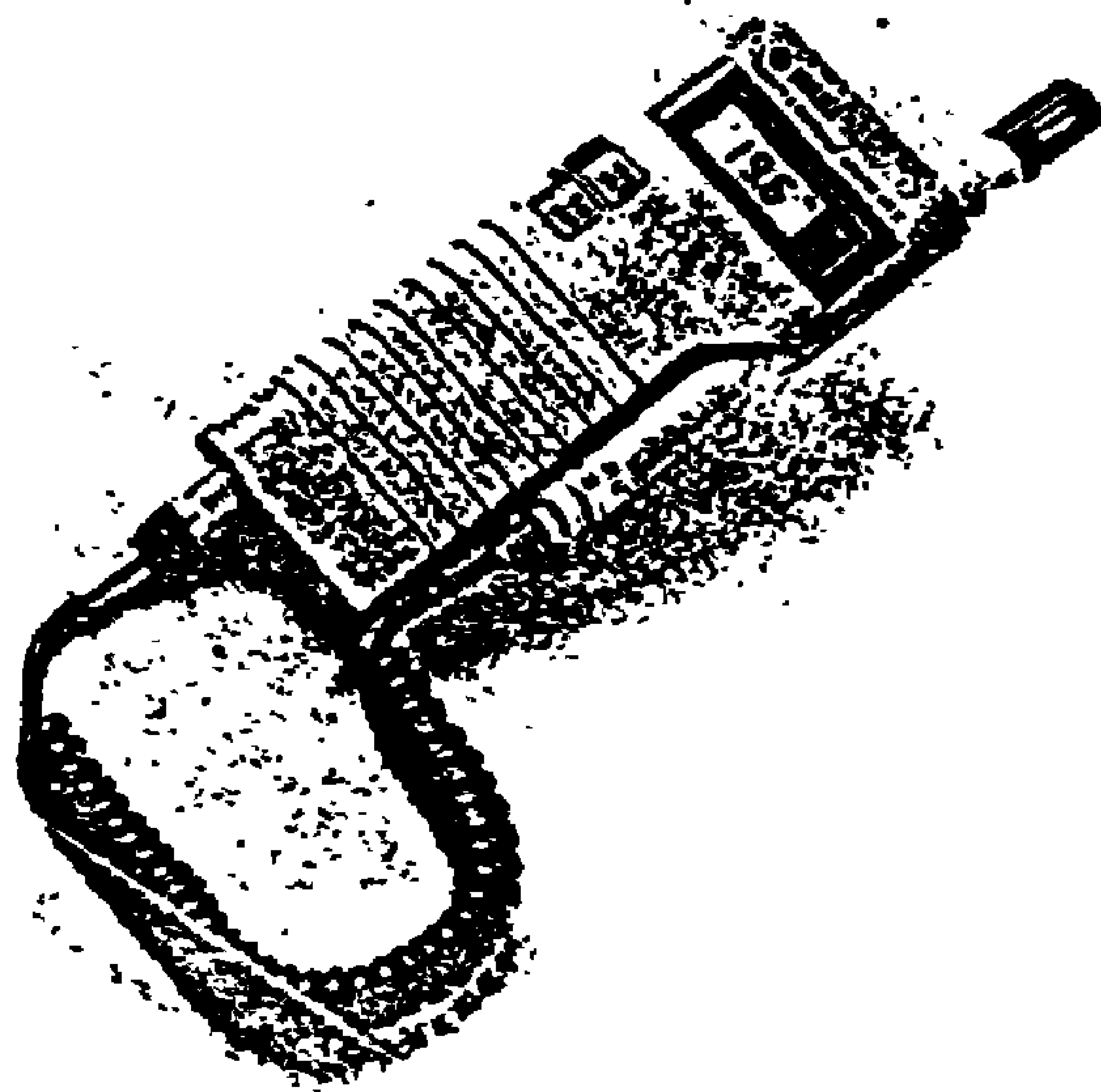
درجة حرارة نقطة الندي The dew point temperature : وهذه تعرف بأنها درجة الحرارة التى يمكن عندها لجسم من الهواء أن يصبح مشبعا لو أنه قد برد دون حدوث تغير فى الضغط أو المحتوى الرطوبى، وحيث أن هناك علاقة وحيدة بين التشبع ودرجة الحرارة فإن درجة حرارة نقطة الندى تكون لها أيضا قيمة وحيدة لأية كتلة من الهواء، ويجب التركيز هنا على أنه رغم أن نقطةالندى هى درجة حرارة إلا أن قيمتها الأساسية فى الواقع تتمثل فى كونها مؤشرا (أو مقياسا) للرطوبة.

قياس المحتوى الرطوبي الجوي

صممت أنواع عديدة من الأجهزة من أجل قياس الرطوبة، وسنناقش هنا فقط تلك الأنواع شائعة الإستخدام فى وقتنا الحاضر. وأول هذه الأجهزة هو هيجرومتر نقطة الندى أو (خلية الندى dew cell) والذى يقيس نقطة الندى مباشرة، وفى هذه الطريقة يتم تبريد سطح عاكس (كمرآه) كهربائياً، حتى يتكون عليه الندى وبمجرد تكثف الندى تقوم وحدة كهروضوئية باستشعار مقدار التغير فى انعكاسية السطح العاكس وتقوم كذلك بتحويل دائرة التبريد إلى دئرة تسخين وتستمر وحدة التسخين فى العمل حتى يتم تبخر الندى وعندئذ تبدأ دورة التبريد من جديد، وتستمر الدورات حتى يتم الوصول إلى درجة حرارة ثابتة وهى الحرارة التى تمثل نقطة الندى للهواء فوق سطح المرآه. ويوضح شكل (٦-٦) نوعا آخر من الهيجرومترات التى تقوم بقياس الرطوبة النسبية مباشرة.

ويمثل السيكرومتر Psychrometer (موضح بشكل ١٨-٣ «أ») نوعا آخر أقل تطورا من هذه الأجهزة وهو يتكون من اثنين من الترمومترات أحدهما يعرف بالترمومتر الجاف dry bulb

وهو ترمومتر عادى، أما الثانى والذى عرف بالترمومتر الرطب the wet bulb فيتم حفظ خزان الزئبق الخاص به مبللاً عن طريق حفظة فى فتيلة wick مبتلة متصلة بخزان به ماء. يتبخر الماء من حول الخزان المبتل فتمتص الطاقة اللازمة لهذا التبخر من الخزان نفسه. وبذلك تنخفض درجة حرارته. وتتوقف كمية التبريد على معدل التبخر وبالتالى على رطوبة الهواء. ولو كان تدفق الماء إلى الخزان منتظماً باستمرار بما لايسمح بغمر الخزان بالماء أو بجفافه فإن درجة الحرارة ستستقر وتصبح ثابتة. وتحسب كمية الرطوبة بعد ذلك من قراءة الترمومتر الجاف، أى درجة حرارة الهواء والفرق بين درجتى حرارة الترمومترين الجاف والرطب ويسمى بإنخفاض الترمومتر المبتل . ويلاحظ هنا أن درجة حرارة الترمومتر المبتل ليست هى نفسها درجة حرارة نقطة الندى، حيث يحدث التساوى فقط حينما يكون الهواء مشبعاً.



(شكل ٦-٦) : جهاز لقياس الرطوبة والمحساس Sensor فى هذا الجهاز يشبه ذلك المستخدم فى قياسات الرطوبة بأجهزة الراديوسوند.

وللحصول على قياسات دقيقة للرطوبة يمكن الإعتماد عليها بإستخدام السيكرومتر فإنه من الضرورى التأكد من وجود قدر من التدفق الهوائى يمر بكل من الترمومترين واللذين يثبتان بحيث يكونان متوازيين وبعيدين عن بعضهما بسنتيمترات قليلة. ويتحقق هذا التدفق الهوائى أما عن طريق وضع الجهاز فى أنبوبة وسحب الهواء عبرها، فيما يعرف بالسيكرومتر الهوائى، أو عن طريق إدارته يدويا فى الهواء. وتقاس الرطوبة فى الهواء الحر عن طريق أجهزة الراديوسوند وكذلك الأقمار الاصطناعية. وتستخدم أجهزة الراديوسوند هيجرومترات المقاومة وهى أجهزة تعتمد على خصيصة بعض المواد كالساج فى امتلاكها لمقاومة كهربية تختلف

باختلاف الرطوبة النسبية، ورغم أن الرطوبة النسبية. ورغم أن الرطوبة النسبية **تقاس بهذه الطريقة** بشكل مباشر إلا أن أجهزة الراديوسوند تقوم بقياس درجات الحرارة **كذلك مما يجعل من** الممكن حساب أنواع الرطوبة الأخرى. وهذه الأجهزة سهلة التصنيع وقليلة التكاليف **نوعا إلا أن** نتائجها نادرا ما تكون دقيقة بأكثر من ± ١٠ ٪، ولذا يزداد الاعتماد على قياسات الرطوبة **المقدرة** بالأقمار الاصطناعية، وتستخدم الإشعاع الغاز في مجموعة من قنوات الأشعة تحت الحمراء وأشعة الميكروويف من أجل تحديد القطاع الرطوبي. وباستخدام **قياسات درجات الحرارة** المأخوذة بشكل متزامن عن طريق قياسات الإشعاع في قنوات أخرى **فإنه يمكن تقدير المحتوى** الرطوبي للهواء عند المستويات المختلفة من الغلاف الجوي.

التوزيع الجغرافي لبخار الماء والرطوبة

ورغم أن الرطوبة الجوية تنشأ أساسا من التبخر السطحي **إلا أن توزيعها المكاني لا يمكن** تقديره من المعلومات الخاصة بقوة مصادر التبخر وحدها حيث **أن الإختلاط الأفقي والرأسي** يحدث **بشكل مستمر** وفي جميع الاتجاهات. ومع ذلك فإن معرفة **التوزيع المكاني للتساقط يعد** أمرا حيويا لفهم ديناميات نظام المناخ وكذلك إمكان تمثيلها رياضيا. **كما أن هذه المعرفة تمكننا** - بالضرورة **أيضا** - من فهم عمليات تكوين التساقط **ومحتوى الجو من بخار الماء (الرطوبة** المطلقة) [illegible] **أنه مقدار بخار الماء الكلي في** عمود من الجو واقع **فوق** نقطة ما **من سطح** الأرض [illegible] **الغلاف الجوي.**

ويمكن تقدير الرطوبة المطلقة بشكل مباشر من قطاعات الرطوبة **المقدرة بأجهزة** الراديوسوند **أو بواسطة** الأقمار الاصطناعية. كما يمكن **تقديرها كذلك من القياسات** الأرضية وحدها وذلك لأن الجزء الأكبر من البخار يتركز وجوده **في الطبقات السفلى من الغلاف** الجوي، قريبا من مصدره. ويكون توزيع الرطوبة **المطلقة بحيث أنه عند أي وقت يكون هناك** قدر كبير من الرطوبة بالجو (شكل ٧-٦). **ويكون هذا صحيحا حتى بالنسبة للمناطق** الصحراوية. **وبرغم أنه** من الممكن ضم هذه الخريطة **إلى الخريطة التي تعطي مجال الرياح** للتعبير عن **تدفق الرطوبة** فوق منطقة ما، إلا أنه من الواضح **أن توزيع السحب والتساقط يتوقف** على **عوامل أكثر كثيرا** من مجرد توفر الرطوبة. وهناك **ميكانيكيات معينة مطلوبة لتحويل بخار** الماء الجوي **إلى الصورة** السائلة أو الصلبة لكي تكون السحاب **ولكي يحدث تساقط لهذه** الرطوبة **في شكل أمطار أو غيرها** [illegible]

عندما يتشبع الهواء [illegible] **ويتوقف نوع السحب الناتجة** [illegible] ١-٦). **ولذا فقبل أن نبدأ** [illegible] **عرض الأنواع الرئيسية لتلك**





(شكل،٧-٦) توزيع المحتوى الجوي من بخار الماء بالمليمتر.

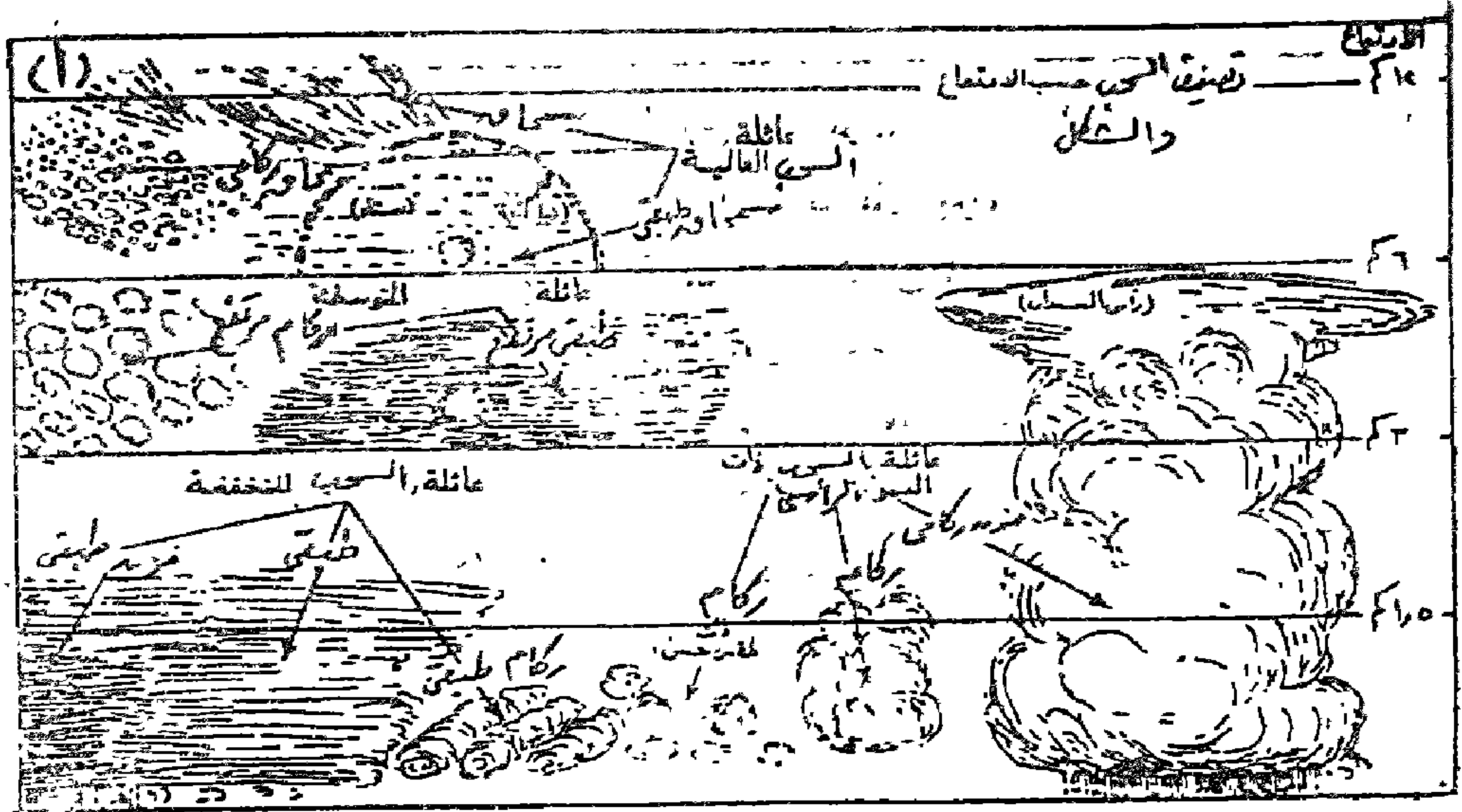
جدول (٦-١): أنواع السحب وطرق تكوينها

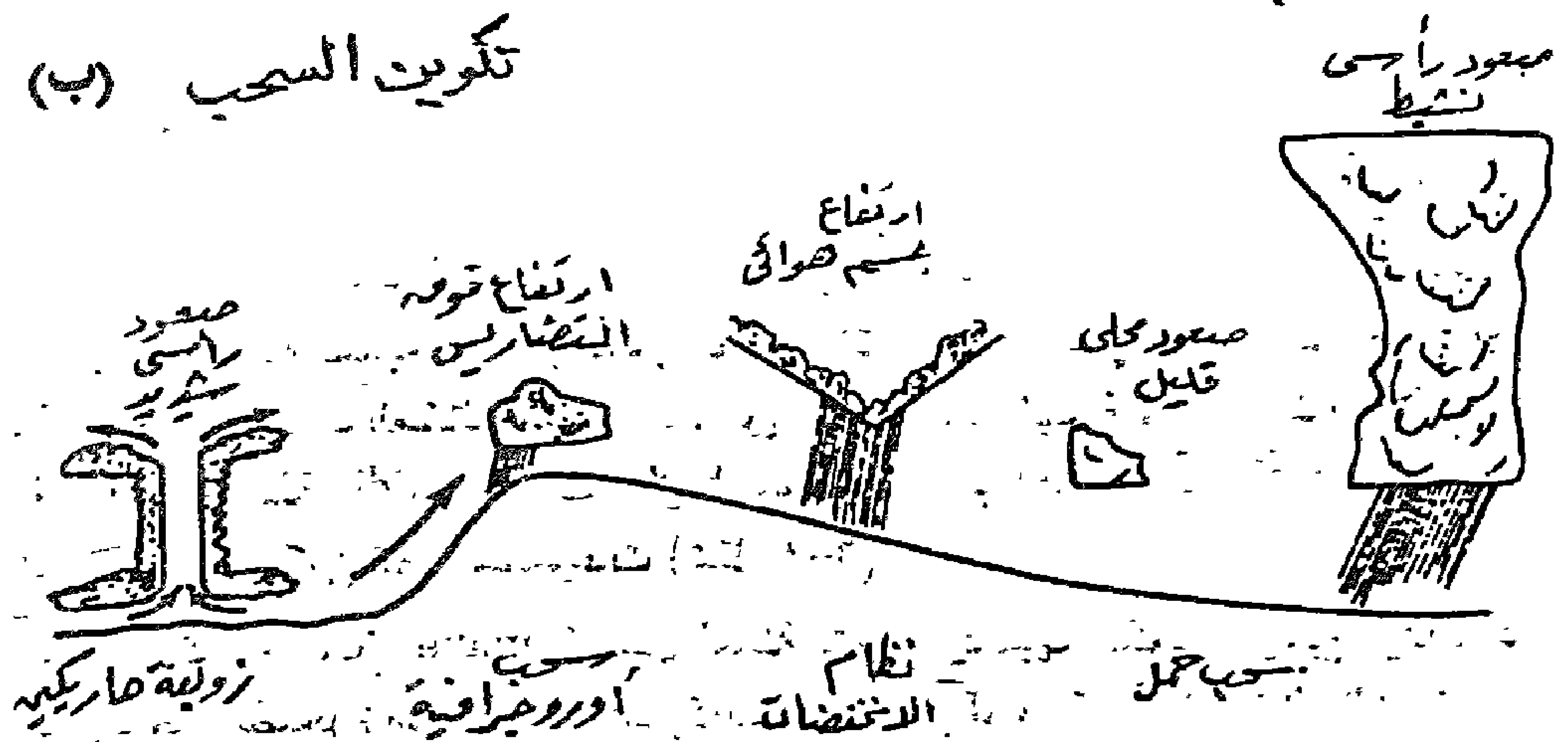
نوع السحب السائدة		العمليـــة
		أ- بدون تبريد
ركام طبقـــى	Strato - Cumulus (Sc)	اختلاط كتل الهواء
		ب- تبريد بدون حركة رأسية
ضباب إشعاعى		تبريد إشعاعى
ضباب حـمـل		تبريد عن طريق الحمل الأفقى
		جـ- تبريد مع حركات رأسية
طبقـــــى	Stratus (St)	رفع تضاريسى (أوروجرافى)
طبقى متوسط الارتفاع	Altostratus (As)	
كـل الأنــواع		
سمحــــــاق	Cirrus (Ci)	ارتفاع جبهى
طبقــــــى	Stratus (St)	تيار هوائى محشد
طبقى متوسط الارتفاع	Altostratus (As)	
ركـامــــى	Cumulus (Cu)	تيارات الحمل
مزن ركامى	Cumulunimbus (Cb)	

أنــواع السحب

ترجع أولى المحاولات المنتظمة لتقسيم السحب إلى لوك هوارد Luke Howard (١٧٧٢ - ١٨٦٤) - ورغم أن هذه المحاولات قد تعرضت لتغيرات عديدة إلا أن الأسماء التى ابتكرها - فى وقت كان الشائع فيه تسمية الظواهر العلمية بأسماء لاتينية - قد أبقى عليها. وتتدرج الأنواع اللانهائية من أشكال السحب المختلفة تحت واحد من أربعة أقسام رئيسية أو «عائلات» families: منخفضة low، ومتوسطة middle، مرتفعة high، وممتدة رأسيا vertically extended. وهى أقسام تتداخل بدورها لتكون تحت مجموعات (شكل ٨-٦).

فالسحب الركامية Cumulus (Cu) تمثل العائلة التى يسود فيها التكوين الرأسى. وهذه قد تتراوح بين السحب الصغيرة البيضاء هشة التركيب الخفيفة أو الرهيفة flufly، كتلك التى نراها بعد ظهيرة أيام الصيف (شكل ٩-٦ «أ»)، إلى السحب السوداء المخيفة والرعدية، Cumulo-nimbus (Cb) والتى تعرف بالمزن الركامى (شكل ٩-٦ «ب»). ويعنى اللفظ "Nimbus"





(شكل: ٦-٨) (أ) أنواع السحب الرئيسية وارتفاعها (ب) وعمليات تكون السحب الرئيسية


(أ)


(ب)


(ب)

(شكل ۹-٦)

(أ) سحب ركامية رأسية Cumulus (Cu)

(ب) سحب المزن الركامي Cumlunimbus



(جـ)



(جـ)

(شكل رقم ٩٠-٦١) (جـ) سحب السمحاق (Ci) Cirrus



(د)



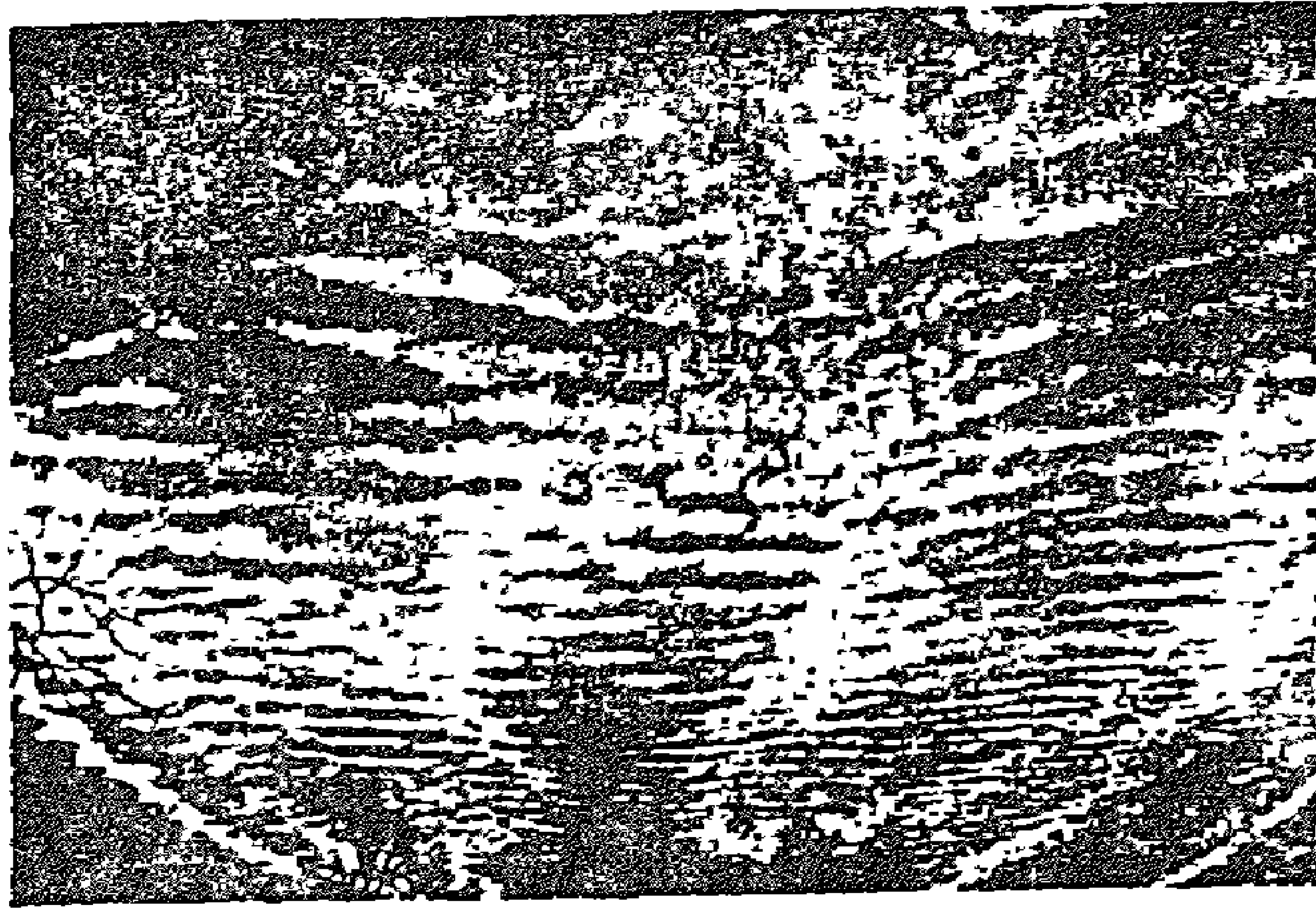
(هـ)

(شكل رقم ٩-٦) (د) السحب الطبقية (Stratus (St، (هـ) الركام الطبقي

Stratocumulus (Sc)



(و)



(شكل رقم: ٩-٦): صور تمثل: (و) الركام المتوسط Altocumulus (Ac) فوق سحب منخفضة المستوى

السحب التى تنتج عنها الأمطار أو الثلوج، وعادة مايشير إلى مجموعة السحب المكتملة التكوين تماماً من عائلة معينة، مثل Nimbostratus (Ns) أو المزن الطبقي. أما السحب الطبقية والتى يسود فيها الامتداد (النمو) الأفقى فتنتمى إلى عائلات [illegible] يميز شكلها المميز إلى ارتفاعها واختلاف درجة الحرارة. وأما السحب المسماة بالسمحاق (Ci) Cirrus فهي سحب عالية قد يزيد ارتفاعها عن ٦ كيلو مترات وأشهر أنواعها السمحاق الطبقي Cirrostratus وكذلك

السمحاق الركامي Cirrocumulus. والسحب من نوع السمحاق Cirrus تكون عموماً سحباً خفيفة، حريرية أو ريشية المظهر شفافة نوعاً وبيضاء اللون ولا ترمى ظلاً، وغالباً ما تكون حزمية الشكل نظراً لتكونها من بللورات ثلجية (شكل ٩-٦ (ج)). أما أكثر السحب الطبقية انخفاضاً، وهي التي تعرف باسم Stratus (St) فتتكون من قطرات مائية سائلة، وهي التي تعطى حالات الغيم القاتم، والتي كثيراً ما يصحبها تساقط رذاذي خفيف (شكل: ٩-٦ (د)). أما نوع السحب الطبقية الرأسية Stratocumulus (Sc) (شكل: ٩-٦ (هـ))، فهذه يكون لها شكل خليوي مميز. ويظهر المقطع alto (من الكلمة اللاتينية Altus. بمعنى مرتفع) مرتبطاً بعائلة أخرى. فالسحب من نوع Altostratus (As) تكون مماثلة للسحب من نوع Stratus إلا أنها تكون أقل كثافة، وأقل قابلية لأن ينتج عنها تساقط، ومثل هذا النوع من السحب يكون عادة مكوناً من قطرات ماء شديدة البرودة supercoled water ذات درجة حرارة تحت الصفر المئوى، بينما النوع Altocumulus (Ac) هو نوع عمودى ذو تكوين رأسى كبير، إلا أن قاعدته تكون عالية لدرجة تكفي لجعل تكوينها الأساسي ماء فوق مبرد أيضاً (شكل: ٩-٦ (و)). وأخيراً فمن المناسب ونحن بصدد العمليات المكونة للسحب أن نذكر الضباب Fog باعتباره سحاباً عند مستوى سطح الأرض أو قريباً منه.

عمليات تكوين السحاب

فى دراستنا للعمليات التى تؤدى إلى تكوين السحاب سنتبع الترتيب المحدد فى جدول (١-٦) بادئين بالعملية الوحيدة التى يمكن أن يتكون منها سحاب دون أن يحدث تبريد للهواء وهى اختلاط الكتل الهوائية. ففى بعض الأحوال وعندما تلتقى كتلتان من الهواء لهما درجتا حرارة مختلفتان، ومحتويان رطوبيان مختلفان كذلك فانهما تختلطان معاً، ونظراً للعلاقة غير الخطية بين ضغط البخار المشبع ودرجة الحرارة (شكل: ٥ -٦) فإن الخليط قد يكون مشبعاً بالنسبة لدرجة الحرارة الجديدة، رغم أن أياً من الكتلتين الهوائيتين لم تكن مشبعة أصلاً. ويعتمد نوع السحب المتكونة فى هذه الحالة على درجة الاختلاط، ولكن فى الغالب تؤدى هذه العملية إلى تكون سحب من النوع الطبقى الرأسى Stratocumulus. ومن النادر أن نرى هذه العملية فى صورتها الخالصة، حيث أن تقارب تيارات الهواء من شأنه أن يؤدى إلى حدوث حركات رأسية لأعلى أو ارتفاع جبهى (تيارات جبهية صاعدة) واسعة النطاق مما قد يطغى على عملية الاختلاط ومع هذا فإن الحرارة الكامنة المتحررة أثناء الاختلاط تمثل فى كثير من الأحيان مصدراً هاماً للطاقة لاستمرار الحركة.

وتعتمد ميكانيكية التبريد الاشعاعى للتكاثف بشكل مباشر على تبادلات الإشعاع عند السطح وحينما يكون صافى الاشعاع سالباً، لاسيما فى ليلة صيفية هادئة فإن الهواء الملامس للسطح يتعرض للتبريد، ولو كان هناك قدر كاف من درجة حرارة الرطوبة فى الهواء أو كان التبريد كافياً فإن الهواء سيبرد إلى درجة أقل من درجة حرارة نقطة الندى وينشأ عن هذا الضباب الأرضى والذى يسمى عادة بالضباب الإشعاعى Radiation Fog. ويبدأ هذا النوع من الضباب

فى التكوين قريباً جداً من سطح الأرض بعد منتصف الليل بساعة أو ساعتين وتزداد كثافته تدريجياً وكذلك عمقه مع تقدم الليل. وبعد شروق الشمس بقليل يصبح صافى الاشعاع موجباً ويبدأ تسخين الهواء وهذا يؤدى إلى تبخير قطرات الماء السائلة المكونة لهذا الضباب وعودتها ثانية إلى الهواء.

وترتبط احدى الميكانيكيات الأخرى للتبريد والتى تؤدى إلى تكوين الضباب بالحركة الأفقية للهواء (الحمل الأفقى(*) Advection). فإذا بدأ تيار هوائى دافئ فى المرور عبر سطح أكثر برودة فإن الهواء نفسه يعدل من درجة حرارته بسرعة بما يتلاءم مع درجة حرارة السطح الجديد. وهنا أيضاً، إذا توفر قدر كاف من التبريد أو قدر كاف من الهواء الرطب فإن الضباب يتكون، وهذا الضباب المتكون بالحمل الأفقى Advective Fog يظل موجوداً طالما استمر سريان تيار الهواء الرطب فوق السطح الأكثر برودة.

ورغم أن ميكانيكيات التبريد هذه قد تكون مهمة محلياً إلا أن الميكانيكيات الأكثر شيوعاً بكثير فى عمليات تكوين السحب ترتبط بالحركات الرأسية فى الجو. ولفهم هذا فإنه ينبغى أولاً أن نبحث النتائج المترتبة على حركة الهواء الرأسية إلى أعلى.

الحركة الرأسية في الجو

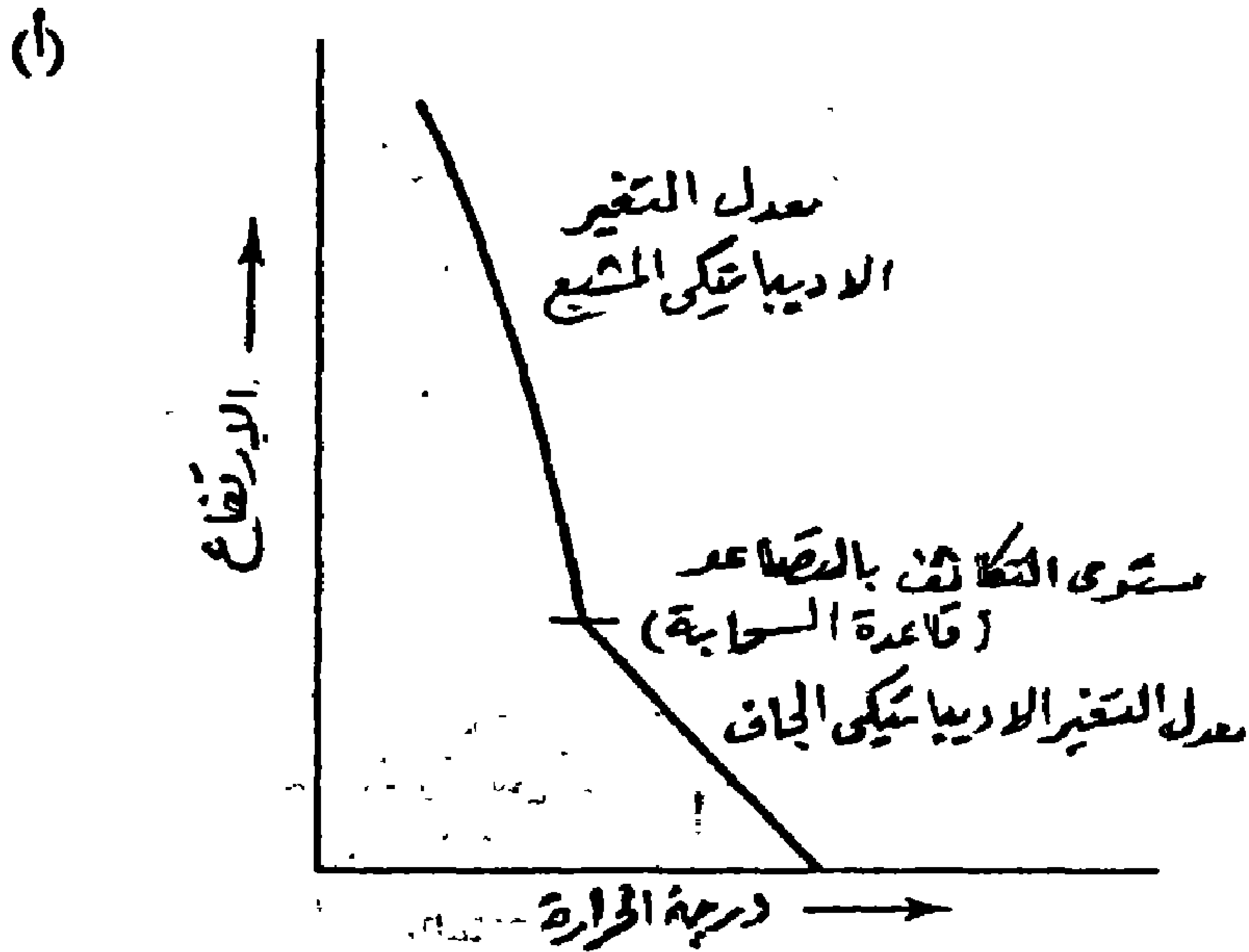
لإيضاح المفاهيم المرتبطة بالحركات الرأسية فإننا نأخذ فى الحسبان جسماً من الهواء، ورغم أن حجم هذا الجسم قد يتفاوت، إلا أن من المفيد فى البداية أن نتصوره كحجم مماثل لإحدى السحب الصغيرة الركامية الرأسية Cumulus. ونفترض أن الحركة الرأسية لهذا الحجم من الهواء تتم بسرعة كافية لعدم حدوث تبادلات طاقة مع الجو المحيط بها وهو افتراض مقبول عملياً. وتعرف مثل هذه العملية بعملية أديباتيكية (ذاتية) Adiabatic. وفى هذه الحالة ومع ارتفاع هذا الجسم من الهواء خلال الجو ينخفض ضغطه، وكذلك الضغط الخاص بالمنطقة المحيطة به، وبذلك يتمدد حجمه ويبرد. ويكون العكس أيضاً صحيحاً، فعند حدوث هبوط لجسم الهواء هذا تحت ظروف أديباتيكية سترتفع درجة حرارته مع انكماشه. وفى الحالة الأديباتيكية (عدم حدوث تبادل حرارى) تكون كمية الحرارة المضافة صفراً. وتكون الزيادة فى الطاقة الداخلية متناسبة مع التغير فى درجة الحرارة فى هذا الجسم من الهواء، بينما يتمثل العمل المبذول فى المجهود اللازم لهذا الجسم من الهواء لكى يتمدد ضد تأثير الضغط الخارجى، أى أن معدل تغير درجة الحرارة مع الارتفاع له قيمة ثابتة، ويعرف معدل تغير درجة الحرارة هذا مع الارتفاع باسم معدل التغير (الانخفاض) الاديباتيكى الجاف (**) Dry Adiabatic Lapse Rate وهو معدل ثابت، ولو كان الهواء مشبعاً عند حدوث الارتفاع فإن هذا المعدل يجب أن يتم تعديله

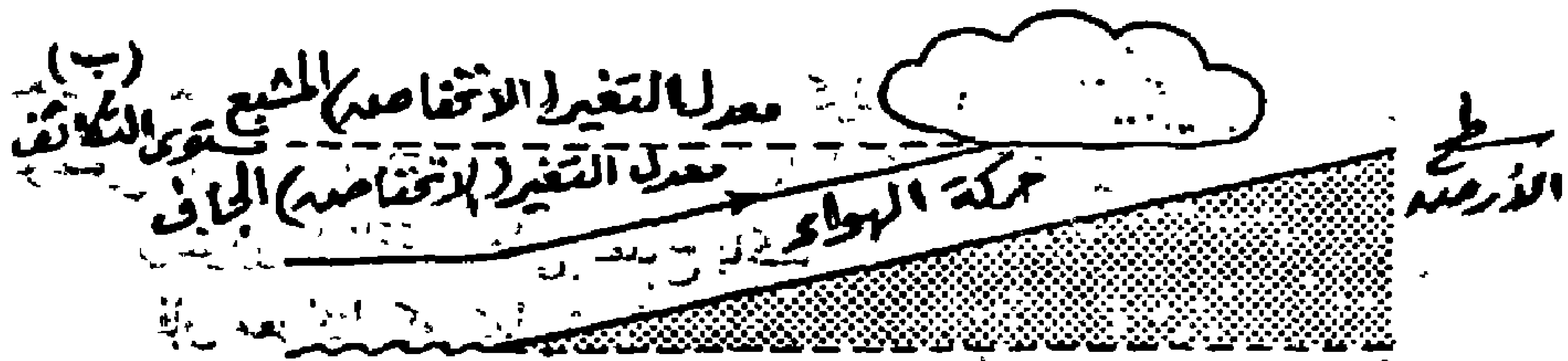
(*) الحمل الأفقى Advection وتعنى العملية التى تنتقل بواسطتها خصيصة معينة لكتلة هوائية ما عن طريق الحركة - عادة فى الاتجاه الأفقى.

(**) Dry Adiabatic Lapse Rate: معدل انخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع عند زمن ومكان معينين. أى أن التدرج السالب فى درجة الحرارة يقابله تغير موجب.

من أجل التصحيح للحرارة الكامنة المنطلقة أثناء التكاثف ويتغير معدل التغير الاديباتيكى المشبع تغيراً قليلاً مع الارتفاع.

وعد ما يبدأ «جسم هوائى» - أو كتلة هوائية - فى الارتفاع فى الجو فإنه يحتوى على بعض الرطوبة، غير أنه لا يكون مشبعاً. وعلى هذا فإنه يبرد فى البداية (شكل ١٠-٦أ). وفى





(شكل ١٠-٦)

ديناميكية الحرارية (أ) اختلاف درجة الحرارة مع الارتفاع، (ب) صعود الجسم الهوائي فوق أرض مرتفعة.

النهاية يصل إلى درجة حرارة نقطة الندى، ويبدأ التكاثف. ويمثل هذا مستوى التكاثف بالصعود، ويكون عند مستوى قاعدة السحابة. ويصحب استمرار الصعود انخفاض في وجود الحرارة بمعدل التغير الاديباتيكي المشبع saturated adiabtic lapse rate. وهكذا فإن حساب إرتفاع مستوى التكاثف بالتصاعد هو أمر ممكن وبسيط، على شرط أن يؤخذ في الحسبان أن هناك معدلاً للتغير في درجة حرارة نقطة الندى ينشأ عن تأثير تناقص الضغط على عملية التكاثف.

وهناك عدد من الأساليب التي تؤدي إلى صعود جسم من الهواء إلى أعلى. فإذا كانت طبوغرافية سطح الأرض مموجة بحيث تفرض مثل هذا الارتفاع للهواء فإن هذا النوع من الصعود (الرفع) يعرف باسم الرفع الأوروجرافي (التضاريسي) Orographic Uplift وتحدد زاوية ميل السطح بشدة حجم الهواء الذي يتم رفعه، وكذلك نوع السحب التي تنشأ، فالهواء المتدفق فوق سهول ساحلية متدرجة الارتفاع – على سبيل المثال – سيرتفع ببطء رفعاً كلياً مؤدياً بذلك إلى تكوين سحب طبقية. أما إذا صادف الهواء عائقاً أكبر، كجبل على سبيل المثال، فإنه قد يضطر إلى الصعود بشكل حاد، ولو كان هناك تسخين سطحي اضافي فإن سحباً ركامية، رأسية التكوين قد تتكون.

أما الصعود (الرفع) الجبهي F-[illegible]tal Uplift فيحدث عندما تلتقي كتلتان من الهواء مختلفتان في درجة الحرارة. وعلى الرغم من أن بعض الخلط قد [illegible]دث – كما سبق أن ذكرنا – إلا أنه من الشائع أن كتلة الهواء الأعلى حرارة – والتي غالباً ما تكون رطبة – تعلو الكتلة الأبرد، وهذا يجعلها تصعد إلى أعلى وبالتالي تكون سحاباً. أما الرفع الناتج عن الاندماج بين تيارين للهواء فكثيراً ما ينشأ عنه ارتفاع على نطاق واسع. ومثل هذا الصعود يرتبط بحدوث انخفاضات جوية Depressions في مناطق العروض الوسطى. وتنشأ التحركات الرأسية التي تؤدي إلى التبريد بطرق أكثر تلقائية، من خلال تيارات الحمل Convection. وهذه العملية والتي تؤدي إلى تكوين سحب ركامية التكوين (رأسية) هي عملية ناشئة عن وجود حالة من عدم الاستقرار الهيدروستاتيكي(*) Hydrostatic Instability للجو.

السحب والمناخ

تلعب السحب دورين مناخيين اضافة إلى كونها مصدر للتساقط. فهي نفسها تمثل جزءاً مرئياً بوضوح من ملامح المناخ كما أنها تؤثر بشكل كبير على التدفقات الاشعاعية المحلية فتؤثر بالتالي – عبر توازن الطاقة – على المناخ بأكمله. ورغم السهولة الظاهرية لقياسات وعمليات رصد السحب فإن معرفتنا بكمياتها وتوزيعاتها حول الأرض ليست كاملة، فتحليل وتفسير كل من

(*) حالة عدم الاستقرار الهيدروستاتيكي hydrostatic inslability: عند حدوث حركات (تيارات) هوائية رأسية مؤثرة في الجو تسود أحوال من عدم الاستقرار نتيجة عدم التوازن بين قوة الضغط الرأسية وقوة الجاذبية الأرضية. ويحدث الاستقرار الهيدروستاتيكي للجو عندما تكون معدلات الحركات الرأسية ضئيلة وبالتالي يكون هناك اتزان هيدروستاتيكي بين هاتين القوتين.

الملاحظات والقياسات التقليدية السطحية، وكذلك القياسات الحديثة للأقمار الاصطناعية تعد مسألة صعبة.

القياسات (الأرصاد) الأرضية للسحب

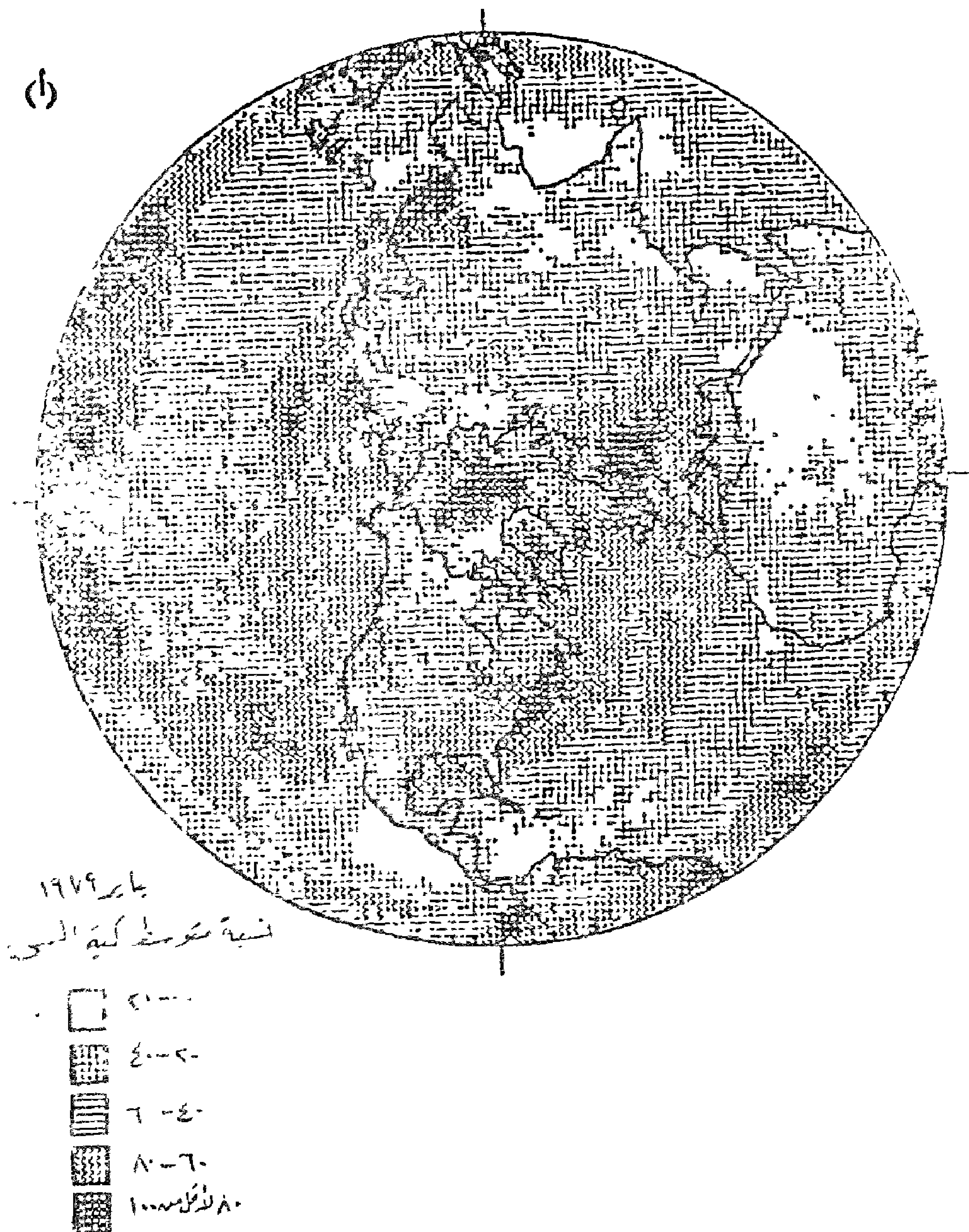
تعتمد الطريقة التقليدية للملاحظة، والتى تستخدم بشكل تقليدى فى عدد من المحطات منذ سنوات عديدة، على تقسيم السماء إلى ثمانى أو عشرة أجزاء وتقدير نسبة الجزء المغطى منها السحب وفى بعض الأحوال تتم تنقية وتحسين القياسات بحيث تشمل نوع السحب وكذلك الكمية الموجودة منها فى كل من المستويات الثلاثة الأفقية الموضحة فى شكل (٨-٦) . وهذا التناول ليس تناولاً موضوعياً بالكامل، فعند عمل التقديرات لعدة مستويات يكون من غير الممكن تحديد ما إذا كانت هناك سحب موجودة عند المستويات الأعلى لكنها مختفية خلف السحب المنخفضة. ومع ذلك فإن بعض البلدان لديها الآن محطات مناخية خاصة بقياسات السحب تفصيلاً. ورغم أن هذه الملاحظات والقياسات قاصرة على المناطق الأرضية اليابسة إلا أن النتائج تعطى مدلولات عامة عن الحالة المتوسطة لغطاء السحب فوق الأرض كلها. وهذه النتائج يمكن ربطها مباشرة بكل من عمليات التكوين وكذلك بالملامح العامة الجوية والمناخية للمناطق الرئيسية من الأرض.

قياسات ورصد السحب بالأقمار الاصطناعية

تتميز عمليات رصد السحب بواسطة الأقمار الاصطناعية بأنها تتناول غطاء السحب لكوكب الأرض بالكامل والتى لا تستطيع عمليات الرصد أو القياس الأرضية أن تغطية (شكل ١١-٦) إلا أن عمليات الرصد، وبسبب موقع أو مكان جهاد القياس بهذه الأقمار، تختلف من حيث كل من نوع السحب التى تراها هذه الأقمار فى أى من الظروف المختلفة التى تتعدد فيها الطبقات، وكذلك من حيث كمية السحب الكلية التى يتم رصدها (شكل ٧-٦(أ)) ومن هنا فإن من الصعب استخدام القياسات التقليدية السطحية وقياسات الأقمار الاصطناعية فى وقت واحد للحصول على صورة واقعية لنواحى المناخ الأرضى المرتبطة بالسحب.

فالقياسات والقيم السطحية مفيدة فى تحديد المناخ المحلى وفى الاعتبارات الخاصة بما «يراه» الإنسان لاسيما فيما يتعلق بالطريقة التى تتفاعل بها هذه السحب مع الأشعة الشخمسية. كما أن القياسات السطحية يمكن أن تستخدم فى تقدير ارتفاعات قواعد السحب (ارتفاعات الأسطح السفلى للسحب)، والتى تمثل معلومات حيوية فى مجال الطيران (شكل ١٢-٦ (ب)). وعلى الجانب الآخر فإن عمليات رصد وقياسات السحب بواسطة الأقمار الاصطناعية تعد أكثر فائدة عند تناول عمليات تدفق الطاقة على مستوى كوكب الأرض، والنماذج المناخية وكذلك دراسة الأسباب والنتائج الممكنة للتغيرات المناخية.

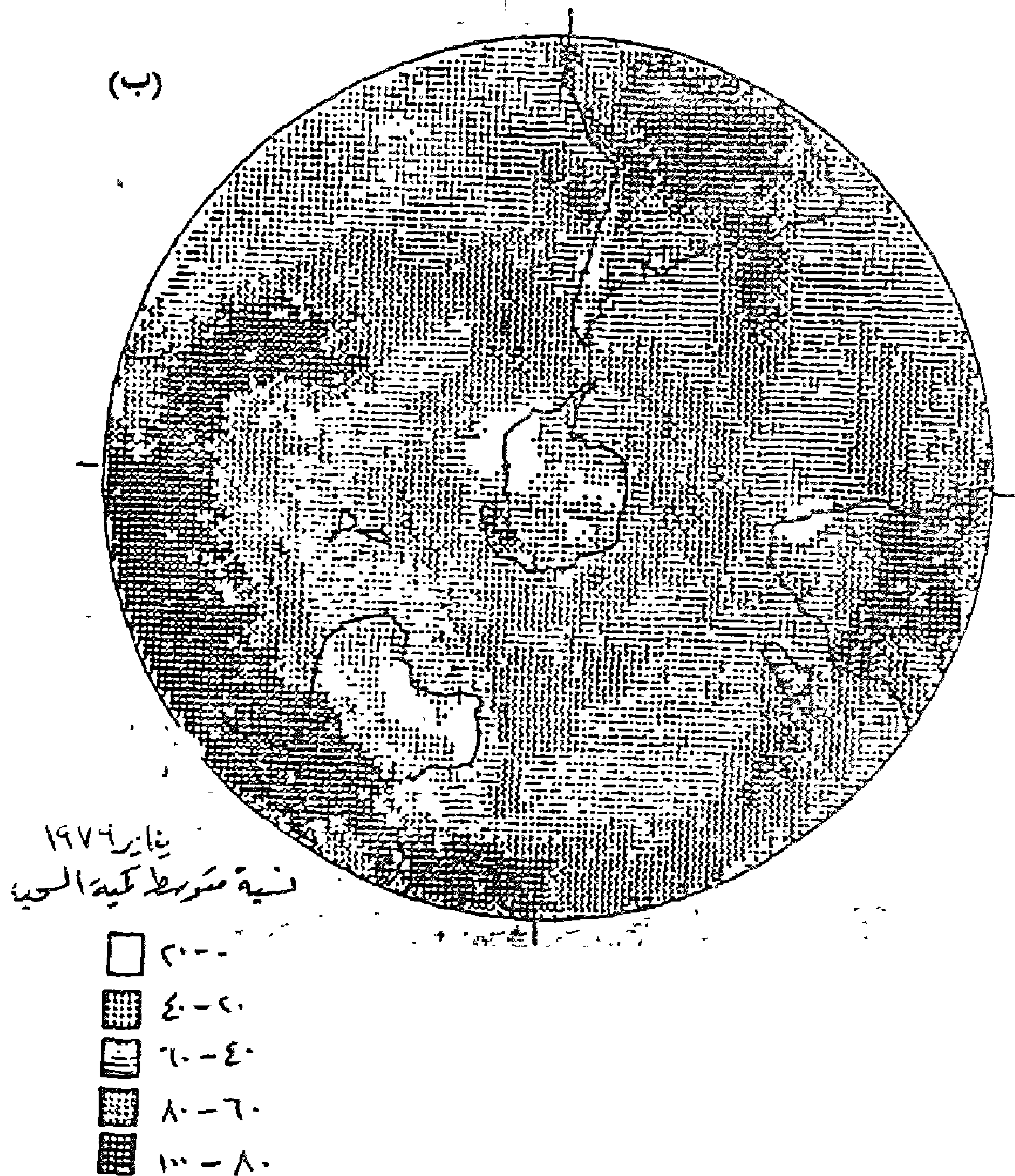
ورغم أن الصور المباشرة للسحب تعد أداة مهمة فى عمليات الأرصاد الجوية ورغم أنها مألوفة لمشاهدى برامج الأرصاد الجوية على أجهزة التليفزيون إلا أن استخلاص المعلومات من عمليات رصد الأقمار الإصطناعية للسحب وقياساتها ليس أمراً سهلاً حيث أن قياسات هذه الأقمار مبنية على أساس قياس معامل الانعكاس albedo وكذلك الإشعاع المرتد طويل الموجة.



(شكل رقم ١١-٦)

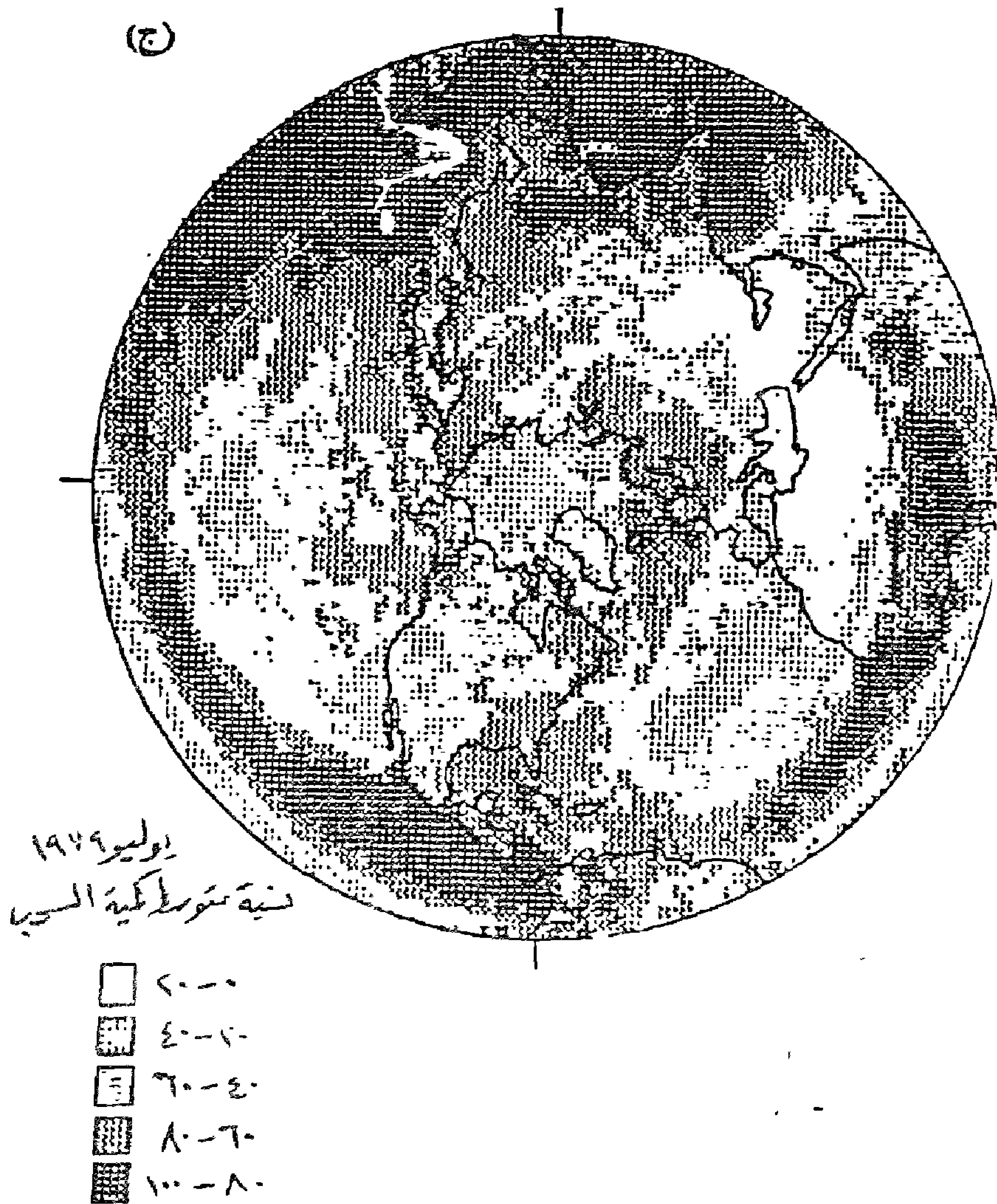
كميات السحب في نصفي كوكب الأرض الشمالي والجنوبي. (أ) و (ب) لشهر يناير ١٩٧٩، و (ج) و (د) لشهر يوليو ١٩٧٩، الناتجة من تحليل خرائط السحب Nephanalysis لكوكب الأرض والملتقطة بواسطة الأقمار الاصطناعية.

وفى المنطقة قصيرة الموجة من مجال الطيف يتوقف مقدار الانعكاس على السمك البصرى Optical Thickness للسحب. ويعتمد السمك البصرى بشكل كبير على محتوى السحب من الماء الموجود فى الصورة السائلة والذى يعتمد بدوره على سمك السحب. ويعتمد معامل الانعكاس كذلك على نوع السحب، فسحب السمحاق cirrus على سبيل المثال تتكون أساساً من بلورات ثلجية. وتتفاوت قيم معامل الانعكاس albedo وكذلك معامل الامتصاص لأنواع السحب المختلفة تفاوتات شاسعة، غير أن جدول ٤ – ٢ يلخص بعض القيم النمطية العامة لأنواع السحب المختلفة.



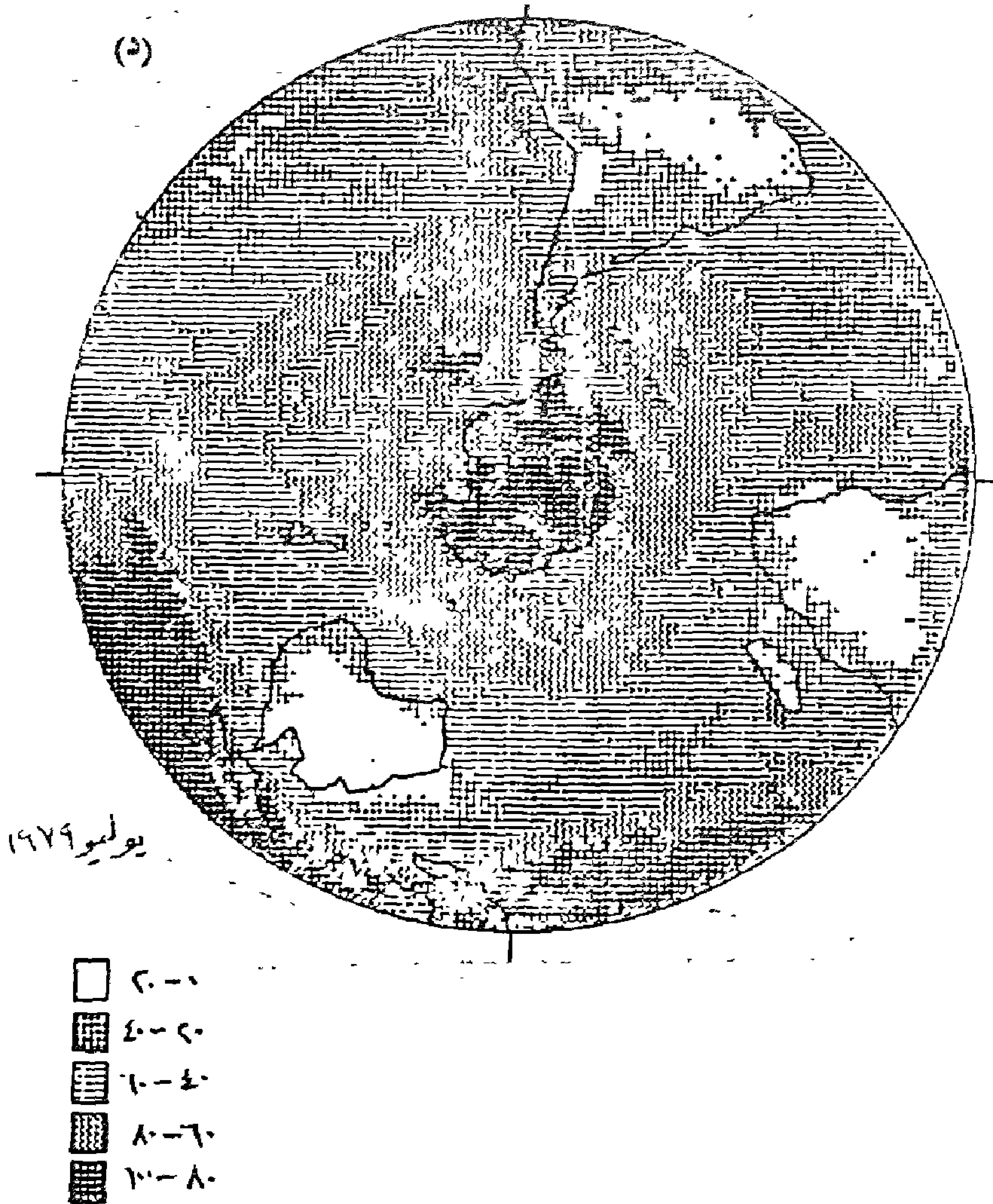
(شكل رقم: ١١-٦) ب- كمية السحب لشهر يناير ١٩٧٩ فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض

ويتكون الإشعاع طويل الموجة المنبعث من السطح العلوى من سحابة، ليس فقط من الأشعة لمنبعثة من السحابة نفسها ولكن أيضاً من الأشعة المنبعثة من المستويات الواقعة أسفل هذه السحابة والتى تخترقها وتمر خلالها، ويتوقف امتصاص السحب أيضاً للأشعة القادمة من المستويات السفلى على كمية الماء السائل الموجود بالسحابة. فسحابة سمكها يتجاوز ١ كيلو متر تمتص فى العادة تقريباً كل الإشعاع الذى يصلها. ويكون معدل انتقال الإشعاع خلال السحابة دالة لكل من محتواها من الماء السائل ودرجة حرارة الإشعاع وحيث أنه يكون هناك انخفاض فى درجة الحرارة خلال السحابة فإن مقدار الإشعاع المنبعث إلى أعلى يكون فى النهاية دالة جة حرارة السطح العلوى للسحابة بشكل أساسى.



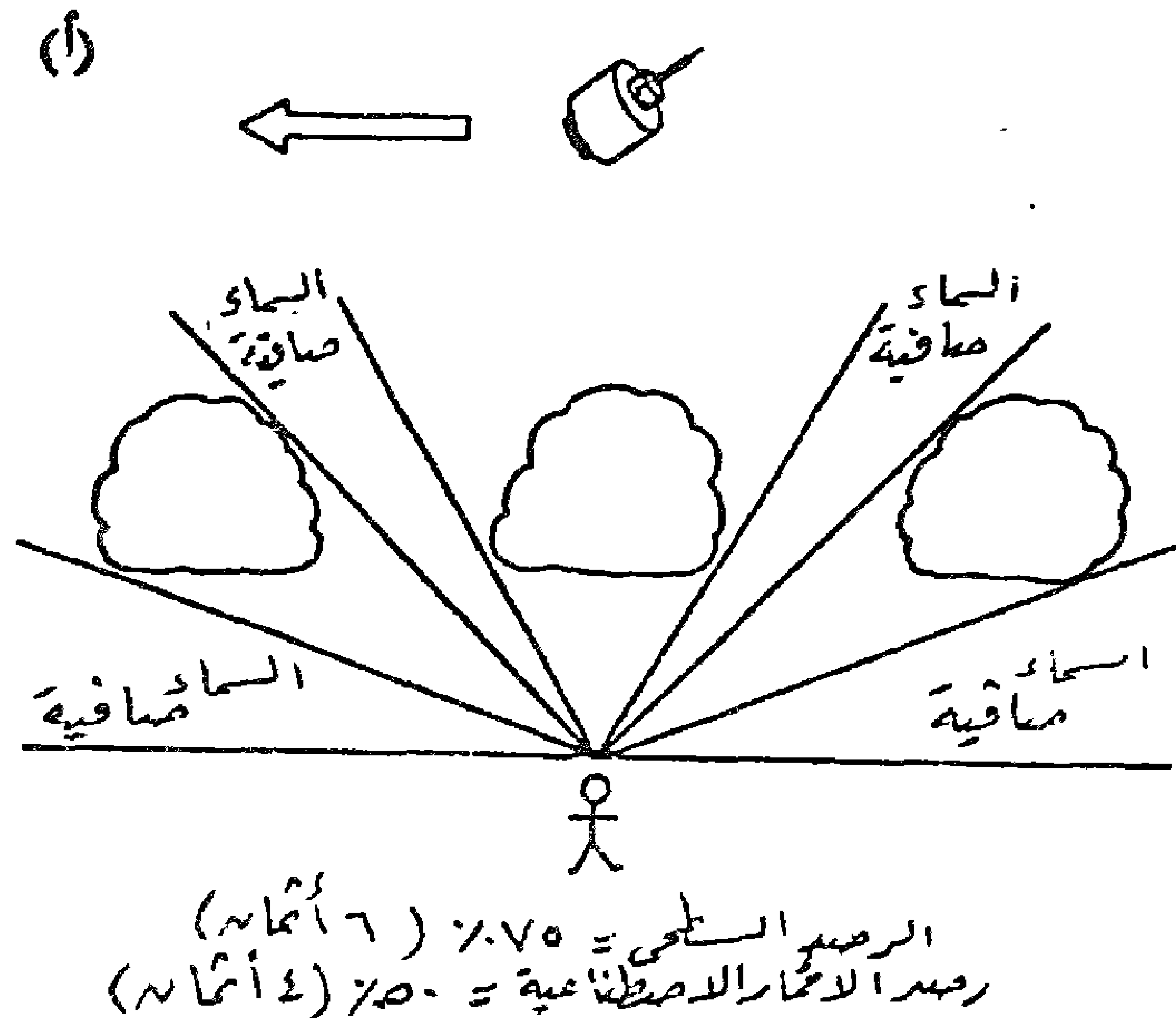
(شكل رقم: ١١-٦) جـ- كمية السحب فى شهر يوليو ١٩٧٩ فى النصف الشمالى لكوكب الأرض

ويمكن أن نستخدم الخرائط لتوضيح طريقة تفسير معلومات الإشعاع. فالمناطق ذات معامل الانعكاس الكبير وذات معدلات الإشعاع المنبعثة المنخفضة تكون بصفة عامة مناطق غائمة (أى تزداد بها كمية سحب)، وهكذا فإن سحب المزن الركامية العملاقة الموجودة فوق مناطق الحزام القريب من خط الاستواء وكذلك فوق أحزمة المنخفضات الجوية عند مناطق



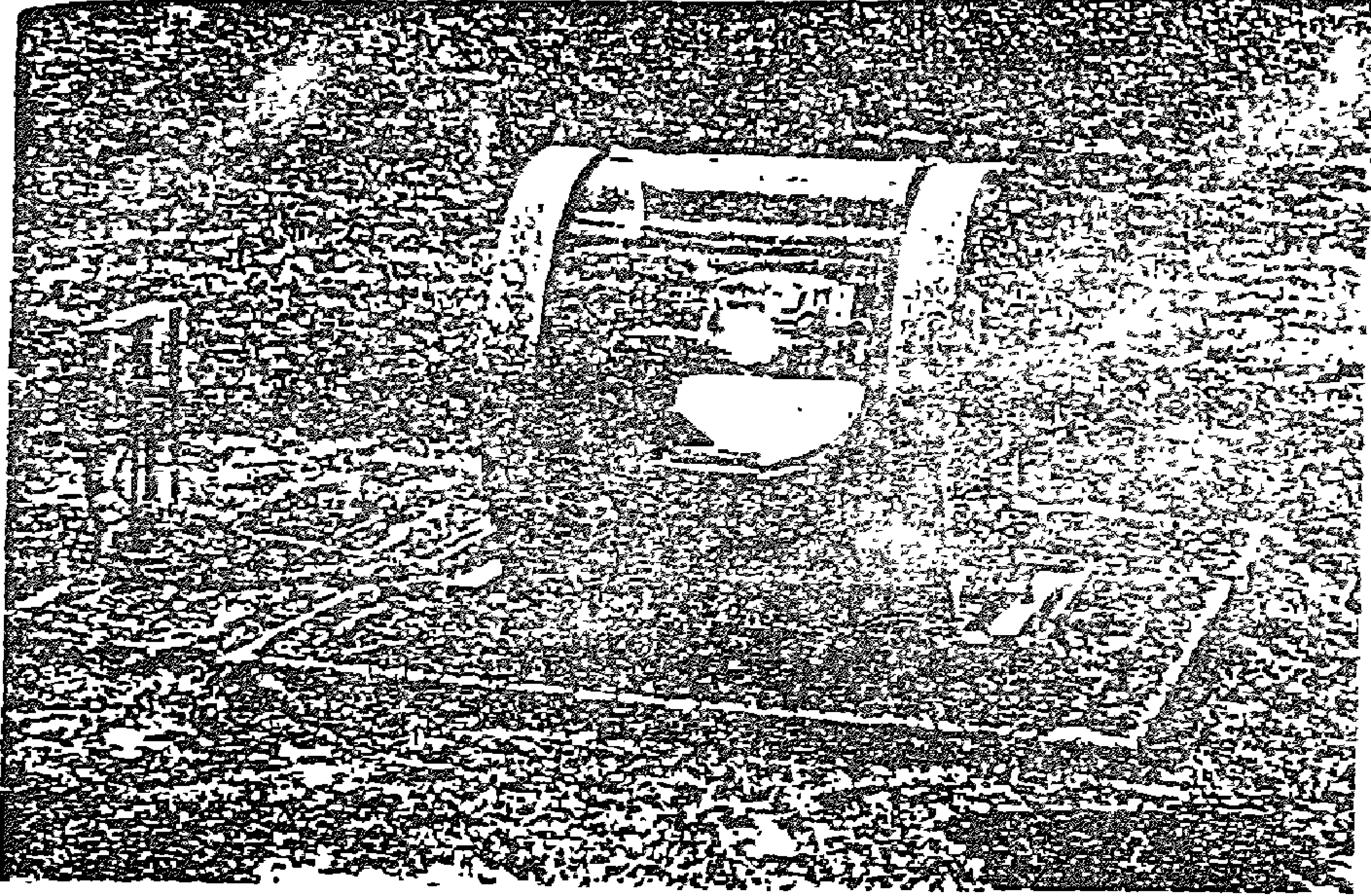
(شكل رقم: (١١-٦) د - كمية السحب في شهر يوليو ١٩٧٩ في النصف الجنوبي لكوكب الأرض

العروض الوسطى تسود فيها السحب هى مناطق محددة وسهلة التمييز. وهناك مناطق أخرى تتجمع فيها السحب تكون أقل سهولة فى تمييزها. فمناطق السحب الطبقية المنخفضة التى توجد بشكل مستمر على طول مناطق السواحل الغربية لأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية وأفريقيا – على سبيل المثال – هى مناطق ليست فقط ذات معامل انعكاس كبير ولكنها أيضاً ذات اشعاع مرتد (صادر) كبير، وذلك بسبب أن هذه السحب نادراً ما تكون ذات إمتداد رأسى كبير ولذلك فإنها تقع على درجة حرارة قريبة من درجة حرارة سطح الأرض. ومن الممكن عادة تحديد مناطق تجمع السحب عند وقت معين نتيجة للأنماط المميزة المرتبطة بالعديد من نظام السحب. وعلى ذلك فقد أصبح ممكناً عمل دراسات مناخية خاصة بالسحب على مستوى كوكب الأرض لكل شهر من شهور السنة (شكل ١١-٦) ومع أنه من الواضح أنه من غير الممكن افتراض أن أحوال السحب تمثل شكلاً أو نظاماً ثابتاً من عام إلى آخر بحيث يمكن تطبيقه على الأعوام الأخرى، إلا أنه قد بدأ فى تحديد فرع من أفرع دراسة علم المناخ يعبر بصورة واقعية عن هذا العنصر الهام من عناصر النظام المناخى.



(شكل ١٢-٦)، (أ) قياسات كميات سحب مختلفة عند قياسها بواسطة كل من الطرق السطحية للرصد والأقمار الاصطناعية.

(ب)



(شكل رقم: ١٢-٦)

(ب) جهاز تسجيل ارتفاع قاعدة السحابة، وهو جهاز آلي يتكون من جهاز ارسال وجهاز استقبال ووحدة تسجيل. يصدر الجهاز ضوءاً ساطعاً إلى أعلى حيث يرتد إلى جهاز الاستقبال على فترات زمنية محددة متتابعة. ويحسب ارتفاع قاعدة السحابة بمعلومية الفترة الزمنية بين ارسال واستقبال الضوء الى ومن قاعدة السحابة.

جدول (٢-٦)

قيم معامل الانعكاس الألبيدو albedos

والامتصاصية لأربعة أنواع من السحب

نوع السحب	المزن الركامي	مرتفعة	متوسطة	منخفضة
معامل الانعكاس	٠,٧٠	٠,٢١	٠,٤٨	٠,٦٩
الامتصاصية	٠,١٠	٠,٠١	٠,٠٤	٠,٠٦

التساقط

للسحب دور مناخي هام وهو الذى يتعلق بانتاج التساقط Precipitation. فعندما يصل جسم هوائى معرض للتبريد إلى درجة التشبع فإن التكاثف لا يحدث فجأة. وفى الواقع فإنه لو كان هذا الجسم الهوائى يرتفع فى وسط من الهواء النقى الخالى من جزئيات المادة فإن الرطوبة

النسبية يمكن أن تصل نسبة كبيرة قبل أن يحدث التكاثف الذاتى ولكن حتى الهواء النظيف نادراً ما يكون خالياً تماماً من مثل هذه الجزئيات، فهناك جزئيات معينة تعمل كنوايات تكاثف للسحب. وهذه الجزئيات تدفع عملية التكاثف إلى الحدوث عند مستويات من الرطوبة النسبية تساوى أو قريبة من ١٠٠ ٪. ومن هذه الجزئيات الشائعة جزئيات الغبار والطين، وكذلك جزئيات المواد العضوية الصادرة من سطح الأرض، وبللورات الأملاح القادمة من الرذاذ المنبعث من مياه البحار وأيضاً الجزئيات المخلقة فى الجو نتيجة للتفاعلات الكيماوية والمعروفة بتفاعلات التحول من غاز إلى جزئيات.

ولحجم الجزئيات تأثير كبير على قابليتها للنمو، وإذا تذكرنا أن التشبع كان يعرف بالنسبة لسطح ماء نقى مستوى فإنه يجدر الإشارة إلى أن الماء المتكثف على نوايات التكاثف لا يمثل سطحاً مستوياً كما أنه ليس ماء خالصاً أيضاً. وهنا يظهر نوعان من التأثير أولهما هو تأثير الأملاح فلو أن متكابة فى الماء فإن الهواء المحيط بها قد يكون مشبعاً بالنسبة للقطرة الناتجة عند مستويات رطوبة نسبية أقل من ١٠٠ ٪، وبالتالى فإنه يمكن حدوث مزيد من التكاثف. أيضاً حيث أن القطرة كروية الشكل فإن السطح لا يكون مستوياً مما ينتج عنه أن تقوم قوى التوتر السطحى بخلق ما يعرف بتأثير الانحناء وهذا التأثير الثانى يتطلب أن يكون الهواء فائق التشبع قبل أن يحدث مزيد من النمو. وعملياً فإن هذين التأثيرين يحدثان معاً.

وتعتمد قيمة التشبع الفائق التى يتم الوصول إليها على كل من تركيز وحجم النواة الموجودة وكذلك على سرعة عملية التبريد. فالصعود السريع يعطى عادة قيماً كبيرة إلا أنها نادراً ما تزيد عن ١٠١ ٪ ولو كان هناك عدد كبير من النوايات الصغيرة التى تتنافس فيما بينها من أجل بخار الماء كما هى الحال بالنسبة للسحب القارية، فإن التشبع الفائق قد لا يصل إلى قيمة كبيرة فتظل الجزئيات صغيرة ويصبح التساقط أمراً غير وارد الحدوث. ولو حدث هذا عند ارتفاعات منخفضة تتكون الشبورة أو ظاهرة العجاج Haze. ويتفاوت أحجام نوايات التكاثف، كما هى الحال فى السحب البحرية فإن بعض القطرات تستمر فى النمو ويقال فى هذه الحالة أن هذه القطرات قد نشطت وهذه قد تستمر فى النمو حتى تصير قطرات أمطار.

ويستمر نمو القطرات المنشطة بواسطة التكاثف المباشر، إلا أن هذه العملية بطيئة جداً، فهى أبطأ بكثير من الوقت الذى تحتاجه عمليات تكوين التساقط تبعاً للقياسات والملاحظات الأخرى. وبالتالى فإن هناك بالضرورة ميكانيكيات أخرى تشارك فى هذه العملية. ولبحث هذه الميكانيكيات فإنه ينبغى أولاً أن نأخذ فى الحسبان حركة قطرات الماء فى داخل السحب. فالجزئيات المعلقة فى الجو تسقط بتأثير وزنها تبعاً لقانون ستوكس Stokes's Law.

$$V = 2g\,(Pp - Pa)\,r^2 / 9\eta$$

حيث V تمثل السرعة النهائية، g هى عجلة الجاذبية، r نصف قطر الحبيبة، Pp و Pa تمثلان كثافتى النواة والجو على الترتيب، η لزوجة الهواء. والسرعة النهائية هى سرعة النواة التى تصل إليها فى حالة سقوط حر فى وسط من الهواء الساكن والتى تمثل نتيجة التوازن بين

قوى الجذب الأرضى إلى أسفل ومقاومة الاحتكاك للهواء نفسه. وينص قانون ستوكس على أن هذه السرعة تتزايد بسرعة مع تزايد أقطار الجزئيات. وعندما تتكون السحب فإن الهواء نادراً ما يكون ساكناً، بل على وجه الخصوص يمكن أن تكون هناك حركات صاعدة فى السحب (تيارات صاعدة). وهذه الحركة إلى أعلى من شأنها أن تقلل أو تقاوم الحركة الرأسية إلى أسفل، وبالتالى فإن قطرة المطر تسقط فقط إذا زادت السرعة النهائية لها عن سرعة التيارات الصاعدة. وفى الواقع فإن القطرات الصغيرة المتكثفة فى السحب تكون لها سرعة نهائية أصغر من سرعة التيارات الصاعدة وتظل بالتالى معلقة بداخل هذه السحب. وفى حقيقة الأمر فإن هذه القطرات قد لا تنمو على الإطلاق لتصل إلى الحجم الذى يكفى لاحداث سرعة سقوط موجبة وبالتالى فإنها قد لا تغادر السحب أبداً. وعلى هذا فلكى يحدث التساقط فإن نوعاً من الميكانيكيات يكون مطلوباً لزيادة حجم قطرات الماء فى السحب إلى حجم قطرات المطر. ويعتمد نوع الميكانيكية التى يمكن أن تعمل بشكل أساسى على درجة حرارة السحابة.

وفى السحب الدافئة وحيث تكون درجة الحرارة فى السحابة أعلى من الصفر المئوى تكون نواتج التكاثف فى صورة ماء سائل وتكون للقطرات الأكبر حجماً سرعات نهائية أعلى من تلك التى للقطرات الأصغر، حيث تقوم القطرات الكبرى بالسقوط من خلال القطرات الصغيرة وأثناء هذه العملية تقوم القطرات الكبيرة بضم هذه القطرات الصغيرة إليها فيزداد حجمها وذلك من خلال عمليتى التصادم والاندماج. ولكى يحدث التصادم فإن القطرات الأصغر يجب أن تكون قريبة من محور مجال سقوط القطرات الأكبر وإلا فإن القطرات الصغيرة ستتبع تيارات الهواء حول القطرات الساقطة وبالتالى لا يحدث بينهما اصطدام. وبشكل عام تزداد كفاءة القطرات الأكبر فى ضم القطرات الصغيرة إليها بزيادة حجم هذه القطرات الكبيرة الساقطة وحتى مع حدوث التصادم فإن النمو يحدث فقط إذا اندمجت القطرتان معاً. وهذا يحدث بشكل أكثر سهولة إذا كانت القطرتان من حجمين مختلفين بشكل كبير. وهكذا تتضح أهمية وجود مدى واسع من الأحجام لنوايات التكاثف الأصلية حتى تتم عملية انتاج أو تكون التساقط.

وفى حالة السحب الباردة وحيث تكون الحرارة المحيطة أقل من درجة التجمد فإن نواتج التكاثف يمكن أن تكون فى صورة ماء سائل وبللورات ثلجية وعند درجات حرارة تحت – ٤٠ °م فإن النواتج كلها تكون بللورات ثلجية ويقال أن السحابة فى هذه الحالة سحابة ثلجية. وفيما بين درجتى حرارة صفر°م و –٤٠° فإن الثلج والماء يتواجدان معاً وتكون السحب سحباً مختلطة. وفى السحب الثلجية يحدث نوع من النمو للبلورات الثلجية بواسطة عمليات مشابهة لعملية التكاثف المباشر، وعمليتى التصادم والاندماج الخاصتين بالسحب الدافئة، إلا أنه من النادر أن تنتج هذه السحب العالية (السمحاق) تساقط يمكنه الوصول لسطح الأرض. وفى السحب المختلطة يعتمد طور النمو المبدئى على امكانية تواجد الثلج والماء معاً. وتعرف هذه العملية باسم عملية بيرجيرون – فنديسن Bergeron - Findeisen process. وعند درجات حرارة أقل من الصفر المئوى فإن ضغط بخار الماء المشبع بالنسبة للماء يكون أعلى منه بالنسبة للثلج. وبالتالى ففى السحب المختلطة يكون الهواء القريب من التشبع بالنسبة للماء فائق التشبع بالنسبة للثلج.

جدول (٣-٦)

أنواع التساقط الرئيسية

نوع التساقط	الوصف	نوع السحب الذي ينتج عنه التساقط على سطح الأرض
مطر	قطرات مائية بأحجام أكثر من ٥ ملم	مزن، مزن طبقي، سحب طبقية
رذاذ	قطرات مائية دقيقة بأحجام أقل من ٥ ملم قريبة من بعضها	سحب طبقية، مزن طبقي
مطر أو رذاذ متجمد	قطرات مطر أو رذاذ تتجمد بمجرد وقوعها على الأرض	مزن، مزن طبقي، سحب طبقية
رقاقات ثلجية	بللورات ثلجية منفصلة عن بعضها	مزن، مزن ركامي، طبقي طبقي متوسط الارتفاع
شفشاف (مطر مختلط بالثلج أو كرات الجليد الصغيرة)	قطرات مطر وثلج أو خليط من رقاقات ثلجية تسقط معها بعضها	مزن ركامي، مزن طبقي، طبقي متوسط الارتفاع
كرات ثلجية	حبات من الثلج مستديرة ومخروطية الشكل	مزن ركامي أو طبقي في الجو البارد
حبيبات ثلجية	حبات دقيقة جداً من الثلج مستطيلة أو مسطحة الشكل بأحجام أقل من ١ ملم سمكاً	طبقي ركامي، طبقي في الجو البارد
كرات الجد	كرات مستديرة أو مزداه بأحجام أقل من ٥ ملم وهي على نوعين: أ- مطر متجمد وقطرات رذاذ متجمدة، ب- كرات من الجليد مغطاة بطبقة رقيقة من الثلج	مزن طبقي، طبقي متوسط الارتفاع مزن ركامي
برد	كرات أو قطع من الثلج بأحجام تتراوح بين ٥-٥٠ ملم	مزن ركامي
منشورات ثلجية	بللورات ثلجية في شكل ابري أو امودي أو كروي	طبقي، ركامي طبقي

وينتج عن هذا أن بللورات الثلج تستطيع أن تنمو بشكل أسرع بكثير من قطرات الماء بل أن نمو بللورات الثلج يكون فى هذه الحالة على حساب قطرات الماء.

وتنمو بللورات الثلج المفردة وتتجمع مع بعضها البعض مكونة رقاقات ثلجية ويتوقف شكل رقاقات الثلج المتكونة هذه على درجة الحرارة التى يتم عندها التكاثف. ونظراً لأن البللورة الثلجية يمكن أن تتحرك من مكان إلى آخر بداخل السحابة وتكون لها بالتالى درجات حرارة مختلفة فإن أشكال رقاقات الثلج التى تنمو نتيجة لتجمع بللورات عديدة يمكن أن تكون أشكالاً معقدة للغاية. بالإضافة إلى هذا فإن بللورات الثلج النامية يمكن أن تتلامس مع قطرات الماء السائلة الفائقة البرودة مما يؤدى إلى تجمد هذه القطرات حول البللورة فى الحال وبمجرد التلامس، ويطلق على هذا النوع من عمليات النمو بعملية النمو بالترسيب، وهذه العملية تعد عملية أولية فى تكوين البرد Hail. وقد تنمو البللورات أيضاً عن طريق عملية التجمع، وهى عملية تشبه عملية التصادم والاندماج التى ذكرناها من قبل. وتلاحظ هذه الميكانيكية أكثر عند درجات حرارة محيطة أعلى من - ٥٠°م، وعندما تكون أسطح البللورات رطبة ولزجة.

ويستخدم تأثير عملية بيرجيرون - فندايسن فى الحقن الصناعى للسحب، حيث يتم اسقاط حبيبات من مادة يوديد الفضة Silver Iodide أو من الثلج الجاف «ثانى أكسيد الكربون الصلب» إلى قمم السحب المختلطة، فتعمل حبيبات يوديد الفضة كنويات التكاثف حيث يكون لها البناء البللورى الصحيح الذى يساعدها على التصرف كنواة تجمد ضخمة وتبدأ فى انماء القطرات. أما الثلج الجاف فيعمل على تبريد الهواء المحيط محلياً (موضعيا)، مما يؤدى إلى زيادة الفرق فى ضغط بخار الماء للتشبع بين الثلج والماء مما يؤدى إلى انجاز العملية بالكامل.

ولا تحتاج سحابة ما لأن تكون دافئة أو باردة بشكل خاص، فالأجزاء السفلى من السحابة قد تكون دافئة بينما الأجزاء العليا قد تكون مختلطة أو حتى ثلجية. وبالتالى فإن التساقط الذى يتم تخليقه فى شكل ثلج snow ينصهر قبل سقوطه من السحابة. بل أكثر من هذا، فالسحب قد تحقن نفسها بشكل طبيعى ويحدث هذا عندما تعمل حبيبات الثلج الساقطة من احدى سحب السمحاق العالية أو من الجزء الثلجى لاحدى السحب الركامية كنواة. وبنفس الطريقة قد تسقط حبيبات أو جزئيات صغيرة من الثلج أو رقاقات ثلجية من الجزء المختلط من السحابة إلى الجزء الدافئ معطية بذلك النواة الكبيرة اللازمة لحدوث مزيد من النمو.

ويعتمد نوع وحجم التساقط الذى يترك قاعدة السحابة على الظروف الموجودة بداخلها، إلا أن التساقط الذى يصل بالفعل إلى سطح الأرض يكون قد تغير بتأثير حالة طبقة الهواء بين السحابة وسطح الأرض. وبشكل عام فإن البناء الحرارى يحدد ما إذا كان التساقط سوف يصل إلى سطح الأرض فى شكل تساقطات متجمدة أو على صورة ماء سائل، بينما تحدد

رصوية هذه الطبقة مقدار التبخر الذى سيحدث وبالتالى تحدد الحجم النهائى للقطرات المتساقطة. وفى كل من الحالتين فإن سرعة السقوط هى التى تملى الزمن الذى تحدث خلاله هذه العمليات، وبالتالى مدى امكانية اتمامها. ويوضح جدول (٣-٦) الأنواع الرئيسية للظواهر أو العمليات الجوية المائية Hydrometeors أو التساقط.

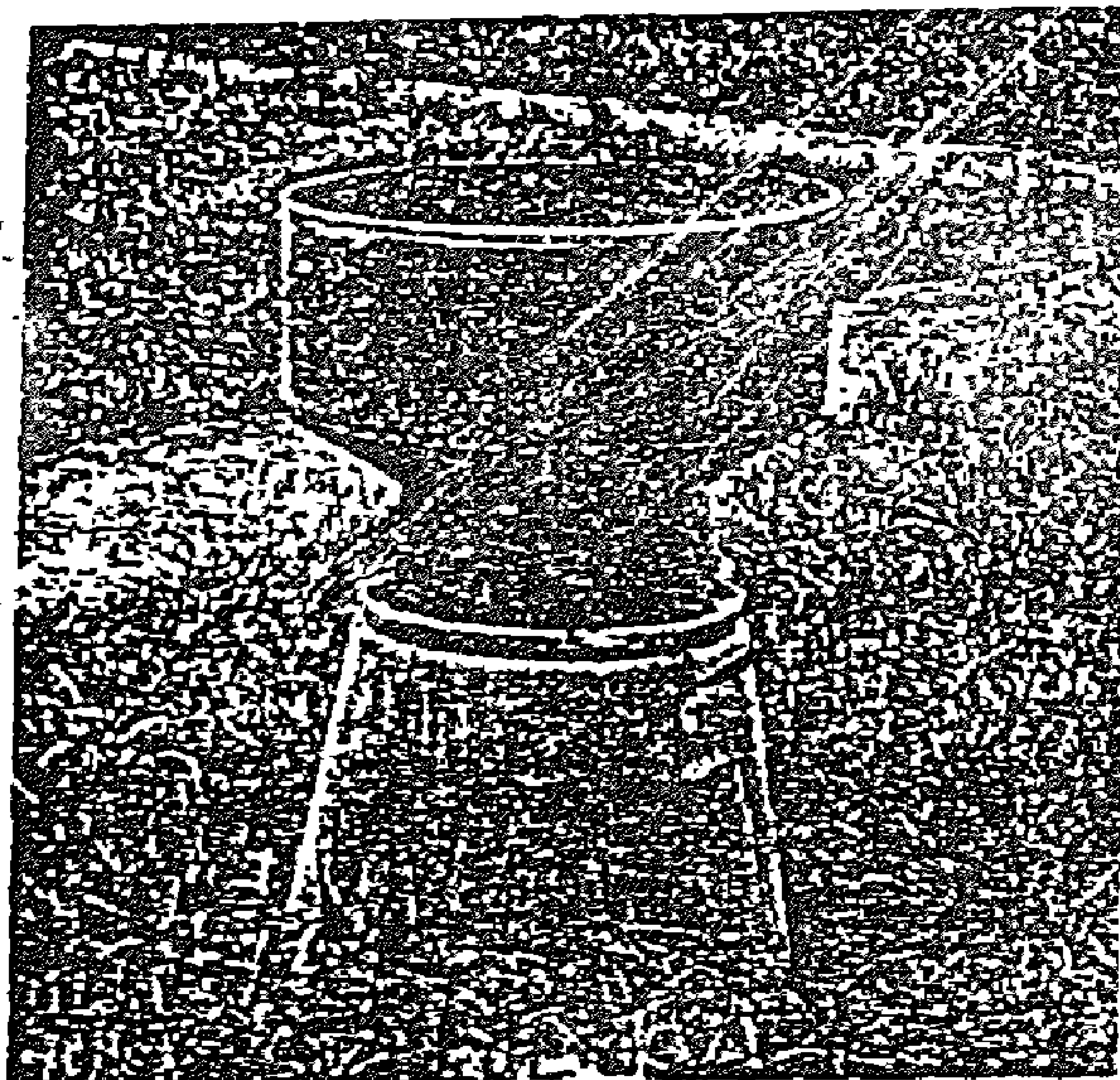
كثافة ومدة التساقط

تتحدد كثافة ومدة سقوط التساقط بشكل رئيسى بنوع نظام السحب المتسبب فى حدوثها، وهذا بدوره مرتبط بعمليات تكون السحب. وعموماً فإن السحب الركامية تتضمن حركات رأسية شديدة وتنتج عنها قطرات كبيرة وتساقطات عالية الكثافة تستمر لفترات قصيرة. وينحصر تأثيرها عادة فى منطقة جغرافية صغيرة نوعاً. أما السحب الطبقية المنخفضة والطبقية المتوسطة الارتفاع فإنها على النقيض تشمل حركات رأسية أكثر تواصلاً وأقل حدة تؤثر على مساحة أكثر اتساعاً. ولهذا فإنه ينتج عنها تساقط أطول زمناً وأكثر انتظاماً وأقل كثافة فى العادة، ويمكن توضيح هذا بالإشارة إلى أن مدينة ميامى Miami فى ولاية فلوريدا بالولايات المتحدة الأمريكية تقع فى منطقة تسودها السحب الركامية، وتكون العواصف المطرية قصيرة المدة وأكثر شدة بكثير فى هذه المنطقة عنها فى مدينة سياتل Seattle بولاية واشنطن الأمريكية حيث يسود التساقط الناشىء عن الانخفاضات الجوية. ويقل الفرق فى الكثافة بزيادة مدة التساقط، إلا أنه يظل واضحاً عند مقارنة كمية الأمطار الكلية فى ٢٤ ساعة. وتبين احصائيات الأمطار فى العالم أن كثافة الأمطار تتناسب تقريباً بصورة عكسية مع الجذر التربيعى لمدة تساقطها أن هناك اختلافات اقليمية عديدة تشذ عن هذه القاعدة.

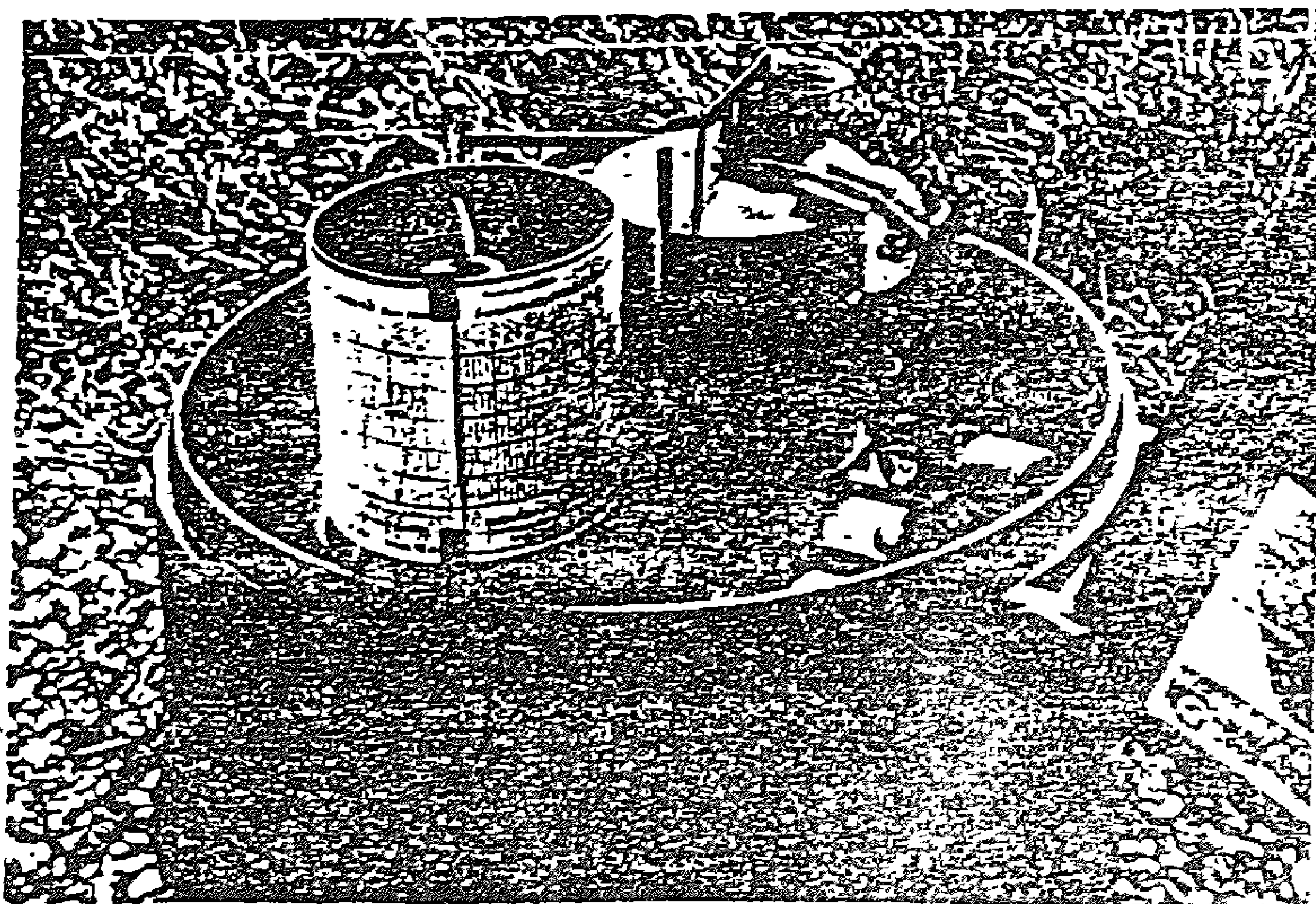
قياس كمية التساقط

يمكن أن تقاس كميات الأمطار بشكل مباشر باستخدام جهاز قياس المطر Rain Gauge (شكل: ١٣-٦). وهذا الجهاز هو فى شكله الأساسى اناء ذو فتحة أفقية معروفة الحجم مكشوفة، على ارتفاع بسيط من سطح الأرض، ويستقبل الماء الساقط فى الأناء حيث يمر إلى مخبار قياس. حيث يتم تسجيل عمق الماء المتجمع فيه فى نهاية فترة القياس. ومن أجل المحافظة على طريقة قياس وتسجيل واحدة فإن معظم الدول قد أقرت أشكالاً وأبعاداً قياسية Standards لحجم وشكل وطريقة تعريض الجهاز وكذلك لأوقات القياس. ولهذا النظام البسيط للقياس عديد من المشاكل. ففى ظروف الرياح الشديدة يؤدى وجود قياس المطر نفسه إلى خلق تيارات دوامية فى تدفق الهواء ويؤدى ذلك بشكل خاص إلى زيادة سرعة مرور الهواء عبر سطح الفتحة مما يؤدى إلى خفض مقدار ما تستقبله من أمطار ومؤديا بالتالى لنتائج غير ممثلة للموقع. ويكون هذا القياس الأقل من الحقيقى للتساقط أكثر بعداً عن القيمة الحقيقية بالنسبة للثلوج عنه بالنسبة للمطر لأن سرعات السقوط وكذلك كميات الحركة فى حالة رقاقات الثلوج تكون أقل بكثير منها لقطرات الأمطار ويختلف مقدار الانخفاض مع

(أ)



(ب)



(شكل رقم: ١٢-٦): (أ) أحد أنواع أجهزة قياس المطر و (ب) جهاز التسجيل البياني لجهاز قياس المطر.

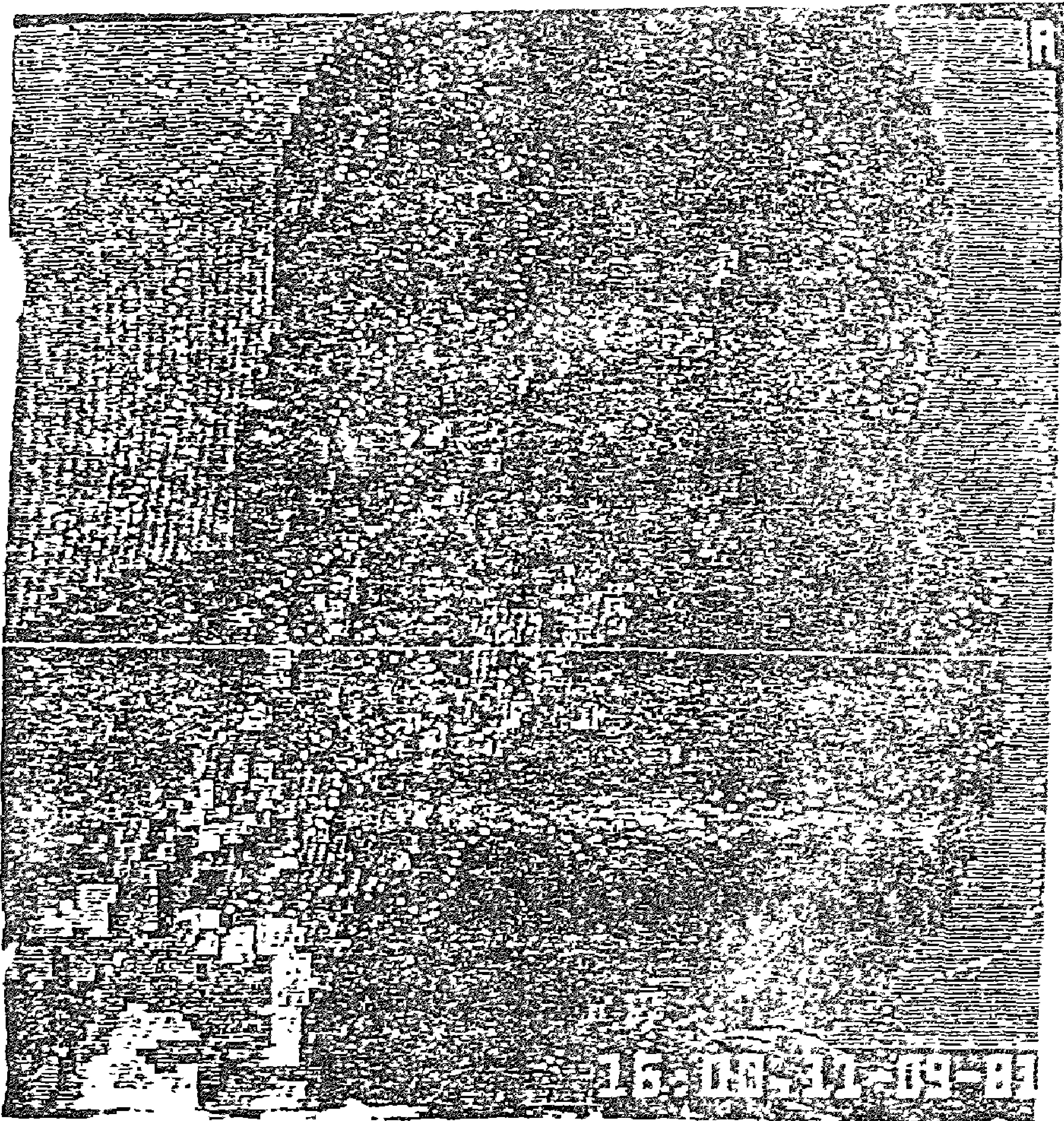
اختلاف سرعة الرياح وكذلك – فى المناطق المنحدرة – مع اتجاه الرياح. وتزود بعض أجهزة قياس المطر بحواجز للرياح غير أن هذا يصحح من المشكلة بشكل جزئى فقط.

وحيث أن سرعة الرياح تنخفض بسرعة مع الاقتراب من سطح الأرض فإن المفضل عادة أن يكون جهازة قياس المطر قريباً من سطح الأرض، إلا أن هذا الاقتراب يزيد من احتمال استقباله للتساقط المرتد المتناثر Splash نتيجة ارتطام قطرات المطر بسطح الأرض اضافة إلى مياه الأمطار الساقطة فيه. ومن هنا فإنه من الصعب قياس كميات الأمطار التى تصل بالفعل إلى سطح الأرض بقدر عالى من الدقة، إلا أن هذا الجهاز يبقى الوسيلة الوحيدة التى تعطى قياسات مطلقة للتساقط، وهناك كميات كبيرة من النتائج المسجلة لكميات الأمطار والتساقطات المتاحة من أماكن كثيرة فى مناطق العالم المختلفة. ويمكن تركيب أجهزة قياس المطر بحيث تعطى تسجيلاً متواصلاً للكميات المقاسة (شكل ١٣-٦(ب)) حيث يضاف جهاز تسجيل آلى إلى اناء التجميع يقوم باستشعار التغير فى مستوى الماء حينما يحدث التساقط ويقوم بنقله إلى خط بيانى على أوراق تسجيل مثبتة على أسطوانة زمنية دوارة تديرها ساعة. وتمكن مثل هذه الأجهزة من قياس كميات التساقط الكلية وكثافتها ومدتها.

ورغم أن هذه القياسات تعطى فكرة جيدة عن توزيع التساقط إلا أنها تبقى قياسات موضعية، فكمية الأمطار الكلية – خصوصاً تلك الناتجة عن عاصفة مطرية واحدة – يمكن أن تتفاوت مانياً بشكل كبير جداً. وما لم تكن هناك شبكة كثيفة من أجهزة قياسات المطر فإن هذه الاختلافات لا يمكن تحديدها، ويكون هذا الأمر على جانب كبير من الأهمية فى المناطق التى تكثر فيها العواصف المطرية الكثيفة التى قد تؤدى إلى وقوع فيضانات. ويمكن تعويض النقص فى التغطية المكانية الواسعة بواسطة أجهزة قياس المطر – إلى حد ما – عن طريق استعمال البيانات التى نحصل عليها بواسطة أجهزة الرادار radar (شكل ١٤ – ٦)، ويقوم الرادار بارسال نبضات من أشعة كهرومغناطيسية تنعكس عن أى سطح يعترض مسارها، حيث ترتد هذه الأشعة إلى المصدر. وبقياس الزمن بين ارسال الاشعاع واستقباله يمكن استنتاج المسافة بين المصدر والجسم العائق. وباختيار طول موجه مناسب للاشعاع يمكن جعل قطرات المطر تمثل هذه الأجسام العائقة. وفى الأنظمة المتقدمة من هذه الأجهزة يمكن تقدير اتجاه وسرعة حركة قطرات المطر. ويمكن ترجمة هذه النتائج إلى معدلات سقوط أمطار عن طريق معايرتها بالقياسات التقليدية المأخوذة عن طريق أجهزة قياس المطر. وبعمل مسحة كاملة لجهاز الرادار يمكن تقدير كميات المطر فوق مساحات واسعة.

ويمثل عمق الثلوج الساقطة أحد الملامح الأخرى للتساقط والتى يتم قياسها بشكل منتظم، وطريقة القياس المستخدمة حيث يتم اختيار موقع يمثل المنطقة من حيث كميات الثلوج التى تسقط عليها والتى عادة ما تكون فى منتصف منطقة مكشوفة ثم يتم القياس بها عن طريق مسطرة قياس عادية. وتمثل هذه القياسات نوع المعلومات الهامة المطلوبة فى بعض التطبيقات الخاصة إلا أنه بالنسبة للبعض الآخر يكون تقدير المحتوى المائى للثلوج والذى يرتبط بكثافة الثلوج كخزانات لمياه الأمطار بحيث تستخدم كمصدر للمياه عند انصهار الثلوج فى الربيع

وانطلاقها إلى الأنهار، وهذا أسلوب شائع فى الجزء الغربى من الولايات المتحدة. ويتم تقدير المحتوى الرطوبى عن طريق أخذ عينة عن طريق أسطوانة معلومة القطر وصهر محتواها، ثم وزن مقدار الماء الناتج. وهناك طريقة أكثر شيوعاً وأكثر بساطة وتعتمد على إفتراض كثافة معينة متوسطة وقيمة اندماج معينة متوسطة لهذه الثلوج واستخدام القاعدة التقريبية البسيطة والتى تفترض أن كل ١٠ وحدات من الثلج تقابل وحدة واحدة من الماء – إلا أن القيمة الفعلية تتراوح فى الواقع بين ٦ : ١ و ٣٠ : ١.



(شكل رقم ١٤ - ٦)

صورة مركبة لشبكة من أربعة لجهزة للرادار لأماكن سقوط الأمطار فى انجلترا England وويلز Wales عند الساعة ١٦٠٠ فى يوم ١١ سبتمبر ١٩٨١، حيث كان هناك تيار هوائى جنوبى غربى غير مستقر يغطى الجزر البريطانية ومؤدياً إلى سقوط رخات غزيرة فوق ويلز وميدلاندز Midlands. وفى هذه الصورة يمثل اللون الرمادى الداكن أمطاراً خفيفة واللون الرمادى الفاتح أمطاراً غزيرة.

والمصادر الأخرى للمياه الجوية التى تصل إلى الأرض والتى لا يمكن اعتبارها إطلاقاً تساقطات يمكن أن تكون ذات أهمية كبيرة على المستوى المحلى. فحينما تلامس السحب سطح الأرض فإنه يحدث نوع من الترسب المباشر للماء ويمكن أن يكون ذلك مصدراً هاماً للماء، كما يحدث فى بعض مناطق المرتفعات فى أمريكا الوسطى وحيث تسود السحب المنخفضة، فهذه السحب لا يحدث منها تساقط بل ترسيب مباشر على أسطح الغطاء النباتى خصوصاً الأشجار مما يمثل مصدراً لمدها بالرطوبة التى تكفيها لإنتاج نباتى وفير.

ومن أنواع مصادر المياه التى لا تقع ضمن أنواع التساقط كذلك مياه الندى dew. ويحدث الندى حينما تزيد كمية تدفق جزئيات بخار الماء نحو سطح الأرض عن الكمية التى تغادر هذا السطح. والندى هو ظاهرة جوية ليلية حيث يختفى بسرعة بعد الفجر مباشرة. غير أنه فى بعض المناطق نادرة الأمطار من الممكن صيانة مياه الندى واستخدامها. فعلى سبيل المثال تقام ما تعرف بمصائد الندى فى مناطق زراعات الكروم فى جزيرة لانزاروت Lanzarote، إحدى جزر الكنارى Canaries. ويستخدم الرماد البركانى المتوفر هناك بكثرة كمادة لبناء هذه المصائد حيث يعمل على عزل التربة أسفله من تأثير أشعة الشمس المباشرة أثناء النهار كما أنه يبرد بسرعة أثناء الليل مما يساعد على تكون الندى ويمكن لزراعات الكروم بهذا الشكل أن تنمو، حتى فى غياب الأمطار، على مياه الندى المتجمعة وحدها.

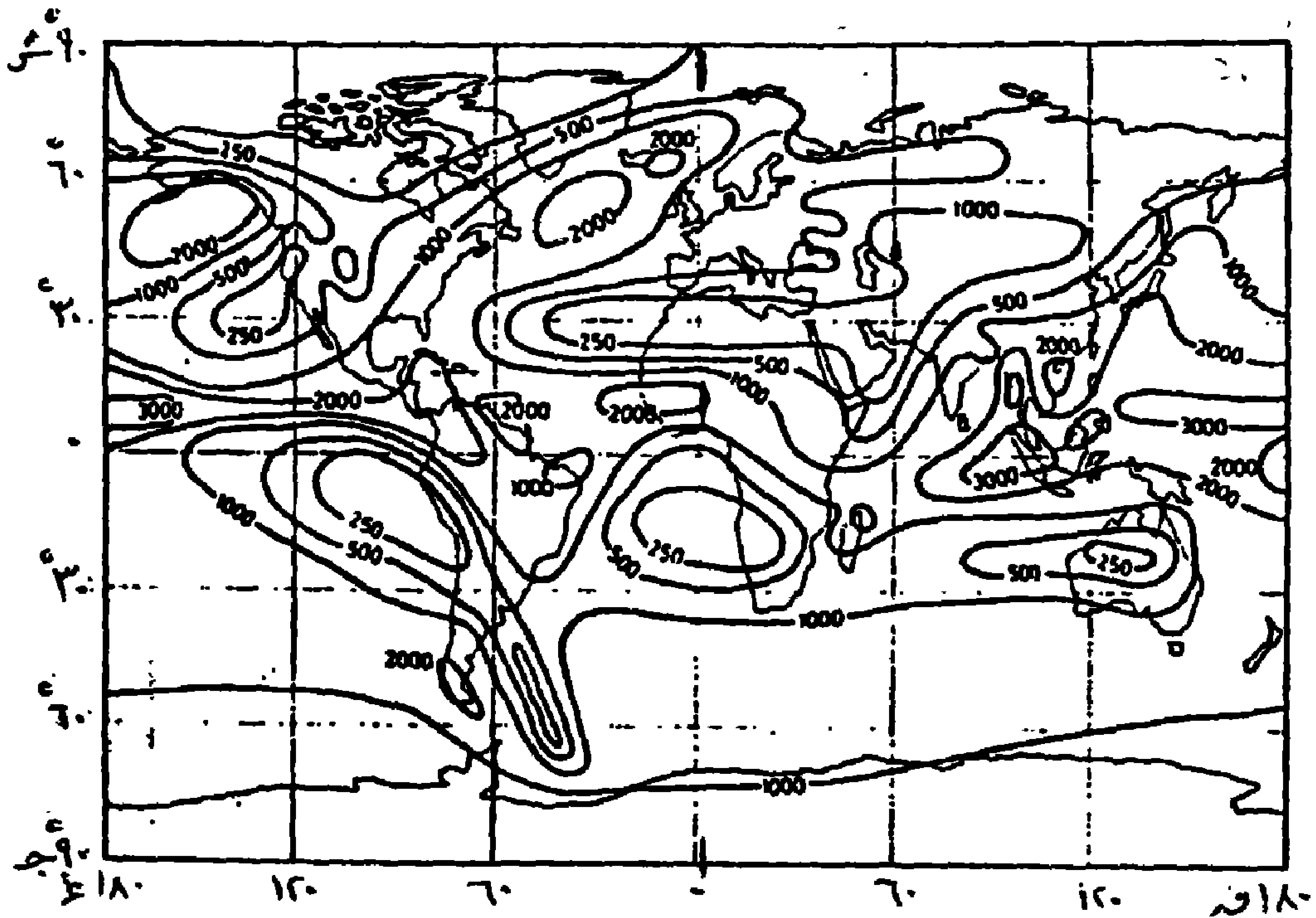
توزيع التساقط

رأينا فيما سبق أن كثافة التساقط وكذلك مدته وبالتالى كمية التساقط فى عاصفة معينة تتوقف على العمليات التى تؤدى إلى تكوين السحب المسببة لهذا التساقط، وأن التوزيع المكانى للتساقط يتوقف أيضاً على نفس تلك العوامل. وتحدد المنطقة ذات أعلى كمية تساقط سنوية – أكثر من ٢٠٠٠ مم فى السنة – فى حزام يمر بالمناطق الاستوائية (شكل ١٥-٦)، أما المناطق التى تشغلها الصحارى دون المدارية وكذلك المناطق القطبية فتكون كمية التساقط السنوية أقل من ٢٥٠ مم. وتكون المعدلات السنوية فى مناطق العروض الوسطى واقعة بين هاتين القيمتين حيث تبلغ بشكل عام حوالى ١٠٠٠ مم فى السنة.

ويرتبط التساقط فى معظم أجزاء المناطق المدارية بنشاطات تيارات الحمل. حيث تحدث حركات رأسية قوية فى حزام تتغير حدوده نوعاً ما. ويقع بالقرب من خط الاستواء وتؤدى هذه الحركات القوية إلى انطلاق بخار الماء الموجود بوفرة مما يؤدى إلى خلق أو تكوين نظام عواصف كثيفة قصيرة الأجل تنشأ عن السحب الركامية. وحيث تكون معدلات سقوط الأمطار التى تتجاوز ١٠٠ مم فى الساعة أمراً شائعاً. ورغم أن مكان هذه العواصف يتحدد بالخصائص الطبوغرافية جزئياً إلا أن هذه العواصف يمكن أن تحدث بشكل متفرق وفى أى مكان دون نمط اتجاهى معين بحيث لا يحدث التساقط فى مكان معين بذاته كل يوم، رغم أنه قد يحدث أن تقع عاصفة فى المنطقة بالفعل كل يوم.

وترتبط حركات الصعود الرأسية الأكثر إنتشاراً بتيارات ودورات أعاصير المحيط الهندى

والمعرفة باسم المونسون (*) Monsoon الموسمية وهي عواصف تامة الاكتمال فوق المناطق المدارية في آسيا. ورغم أنها تمثل نظاماً موسمياً ثابتاً للتساقط إلا أن آثار التيارات الصاعدة المحمولة بالصعود الديناميكي والدفع الطبوغرافي والتي تتحد معاً تؤدي إلى انتاج كميات أمطار كلية سنوية عالية. وقد تكون معدلات الأمطار المحلية عالية جداً، غير أن عواصف المونسون تتميز بأمطار أقل كثافة، ممتدة لمدد طويلة.



(شكل رقم، ١٥-٦) التساقط السنوي (ملم) على مستوى كوكب الأرض

وفي المناطق الواقعة في العروض الوسطى يرتبط الجزء الأكبر من التساقط بوجود الإنخفاضات الجوية والجبهات والتي ينتج عنها عمليات صعود أو رفع واسعة النطاق وهذه تنتج عنها فترات ممتدة من الأمطار الخفيفة التي تغطي مساحات واسعة. ويمكن أن تختلف كميات الأمطار بشكل كبير رغم أنه يمكن اعتبار كميات تتراوح بين ١ إلى ٢ ملم في الساعة كميات

(*) أعاصير المونسون: أعاصير موسمية تنشأ عن انعكاس موسمي للرياح بحيث تهب إلى الشواطئ في فصل الصيف، مسببة أمطاراً غزيرة. بينما في فصل الشتاء تهب بعيداً عن الشاطئ. وترتبط أساساً بالمحيط الهندي. ويرجع الأسم إلى أحد أصلين: اللفظ البرتغالي Mançào أو اللفظ العربي Mausim و كلاهما يعني وقت أو فصل أو موسم.

عادية ممثلة لهذه المناطق. وتتحدد كثافة الأمطار جزئياً بمقدار بخار الماء المتاح والذى يعتمد بدوره على مصدر الهواء الذى يتم رفعه إلى أعلى. فالهواء القادم مباشرة من المحيطات فى المناطق دون المدارية - حيث تكون معدلات التبخر عالية - يؤدى عادة إلى سقوط كميات أعلى من الأمطار. بينما إذا كان مصدر الهواء هو الصحارى الاستوائية فإنه يكون أكثر جفافاً، ومن الشائع تحت هذه الظروف أن تعمل جزئيات الغبار والرمل كنوايات للتكاثف ومن ثم يتم ترسبها بمقادير كبيرة مع مياه الأمطار.

وتعد نشاطات الحمل فى مناطق العروض الوسطى ظواهر صيفية وقد تبلغ كثافتها كثافة نظيرتها فى المناطق المدارية إلا أنها تكون أقل منها انتظاماً وثباتاً. ولقد سجل كمية أمطار مقدارها ٣١ مم فى دقيقة واحدة (١٨٦٠ ملم فى الساعة) فى ولاية ميريلاند بالولايات المتحدة الأمريكية فى عام ١٩٥٦ وكذلك كمية قدره ١٢٦ ملم فى ٨ دقائق (أى ٩٤٥ ملم فى الساعة) فى منطقة بفاريا بألمانيا فى عام ١٩٢٠. ويمكن أن تؤدى عمليات دفع الهواء الشديد إلى أعلى والمرتبطة بالضرورة بهذه الظواهر الجوية إلى نتائج مثيرة للدهشة. ففى ٩ فبراير سنة ١٨٥٩ تلقت مساحة من الأرض قدرها حوالى ١٠٠٠ ملليمتراً مربعاً موجودة بوسط أبردير Aberdare بمقاطعة ويلز ببريطانيا أمطاراً تحوى أسماكاً صغيرة كما أنه أثناء مسابقات اليخوت الأوليمبية فى أكتوبر ١٩٦٨ تعرضت منطقة أكابولكو بالمكسيك لعاصفة قوية نتج عنها تساقط يرقات حية تراوحت أطوالها من ٥ إلى ٢٥ ملليمتراً.

ويرجع انخفاض كمية التساقط فى الأقاليم دون المدارية أساساً إلى عدم توفر الميكانيكية التى تؤدى إلى حدوث حمل الهواء وصعوده والوصول به إلى درجة التشبع وبالطبع فإن هناك رطوبة كافية فى الهواء الجوى الموجود فوق المحيطات وكذلك - إلى حد كبير - ذلك الموجود فوق الأرض اليابسة. وعلى خلاف ذلك فإن كميات التساقط المنخفضة عند المناطق القطبية ترجع فى واقع الأمر إلى نقص رطوبة الهواء بقدر ما ترجع إلى عدم وجود ميكانيكيات الحركة الرأسية للهواء.

ويمكن التعبير عن التوزيع المكانى للأمطار فى شكل عدد الأيام الممطرة فى السنة. واليوم الممطر يعرف عادة بأنه اليوم الذى تسقط خلاله كمية من المطر قدرها ٠,٢ ملم أو أكثر. ويختلف متوسط عدد الأيام الممطرة من أكثر من ١٨٠ يوماً فى السنة فى المناطق الساحلية الرطبة مثلما فى ولاية واشنطن الدافئة شمال الساحل الشرقى للولايات المتحدة إلى ما يقل عن يوم واحد فى السنة فى المناطق شديدة الجفاف. وتوجد بشكل عام علاقة وثيقة بين عدد أيام المطر وبين الكميات الكلية للأمطار. فعلى سبيل المثال تقع المناطق المنخفضة فى جزر هاواى بالولايات المتحدة فى منطقة مناخية مختلفة تماماً عن قمم الجبال. وبينما تكون كمية المطر وكذلك عدد الأيام الممطرة قليلة فى هذه المناطق المنخفضة فإن قمم جبل وادى - ايل - ايل بجزيرة كاواى Kauai - احدى جزر هاواى - يمكن أن تكون أكثر الأماكن تعرضاً للمطر فى العالم حيث تسقط عليها كمية من المطر الكلى السنوية تبلغ ١١٤٥٥ ملم، كما أن متوسط أيام المطر فى السنة يبلغ ٣٣٥ يوماً. وتؤثر موسمية سقوط الأمطار - رغم ذلك - على تلك العلاقة

بين كميات المطر الكلية وعدد الأيام الممطرة. فالمناطق التي تتأثر بعواصف المونسون الأسيوية يمكن أن تتعرض لكمية أمطار كلية تقترب من تلك الخاصة بجبل واى - ايل - ايل ولكن نظراً لوجود موسم مطيرة رطبة وأخرى جافة محددة فإن عدد الأيام الممطرة الكلية يكون حوالى نصف عدد الأيام المسجلة لذلك الجبل في جزيرة كاواي.

وعلى هذا فإن العلاقة بين كمية المطر وعدد الأيام الممطرة تعتمد بشدة على النظام المناخي وكذلك على طبيعة الأنظمة والظواهر الجوية المسببة للمطر أو التساقط بشكل عام. ولكثير من الأغراض فإن كمية الأمطار الكلية على مدى فترة معينة يعد أكثر مقاييس المطر فائدة، غير أنه في بعض الحالات يكون استخدام عدد أيام المطر أكثر ملاءمة. ومن المؤسف أن معظم النشرات السياحية عند وصفهم للمناخ يتداولون احصائيات القيم المتوسطة الشهرية للأمطار بينما قد يكون متوسط عدد الأيام الممطرة في شهر معين أكثر فائدة بكثير بالنسبة للأشخاص الذين يودون القيام بعطلات للترفيه أو الترويح في مكان ما.

التساقط على المستوى المحلي :

على الرغم من أن الاعتبارات السابقة والمأخوذة على مستوى الأرض ككل تشرح الملامح الرئيسية للتساقط في مناطق معينة، إلا أنه عند أية نقطة معينة فإنه من الممكن أن توجد أشكال عديدة من التساقط وكذلك أن تكون هناك اختلافات في تكرار حدوثه وشدته (كثافته) وكذلك طول مدة حدوث التساقط، إلا أن هناك اعتباران هامان لهما علاقة بالتساقط عموماً على المستوى المحلي ينبغي النظر اليهما: أولهما هو موضوع العواصف الرعدية Thunderstorms، والثاني يتعلق باستخدام معلومات التساقط والتي تكون أكثر فائدة على هذا المستوى المحلي على وجه الخصوص.

أنواع التساقط

يقصد بالتساقط، كما ذكرنا، الماء في حالته السائلة أو الصلبة الذى يسقط على سطح الأرض هو يحدث نتيجة تكاثف بخار الماء العالق بالجو، وتقترن عملية سقوطه بالهواء الصاعد. ويمكن تقسيم التساقط تبعاً للطريقة التي يحدث بها إلى ثلاثة أنواع رئيسية هى :

١- التساقط الإعصارى الذى يحدث نتيجة تقابل كتلتان من الهواء أحدهما دفيئة والأخرى باردة، فإن الهواء الدافئ يرتفع إلى أعلى فوق الهواء البارد مما يؤدى إلى تكاثف رطوبة الهواء الدافئ وتحولها إلى سحب ثم أمطار. ويحدث ذلك في مناطق الإنخفاضات الأعاصير الجوية كما هى الحال في حوض البحر المتوسط وغرب أوربا فى فصل الشتاء.

٢- التساقط التضاريسى، ويحدث نتيجة اعتراض الحواجز الجبلية للهواء المحمل بالرطوبة فيضطر هذا الهواء للإرتفاع فيبرد ويتكاثف ما به من بخار الماء.. ولذلك تتميز سفوح الجبال المواجهة للرياح الرطبة بغزارة أمطارها عن السفوح التي تقع في الجانب الآخر والتى

تعرف باسم مناطق ظل المطر Rain Shadow. ويتمثل هذا النوع في منطقة جبال الروكي، والانديز المواجهة للرياح العكسية وكذلك جبال الغات الغربية في الهند المواجهة للرياح الموسمية الصيفية.

٣- التساقط الانقلابي: وهو يحدث نتيجة لتسخين الهواء وتمدده وارتفاعه إلى أعلى فيبرد وتتكاثف الرطوبة به كما هي الحال في المناطق الاستوائية التي تشتد بها درجة الحرارة، وخاصة أثناء النهار فترتفع الأبخرة إلى أعلى وتتراكم السحب وتسقط الأمطار عادة في المساء في شكل درجات ثقيلة.

ويمكن توزيع الأمطار في العالم (شكل رقم: ١٦-٦) إما على أساس كمية المطر السنوي، أو على أساس فصلية المطر أو مدى الاعتماد عليه. وإذا اخترنا فصيلة المطر كأساس لتوزيع الأمطار في العالم فاننا نجد أن ذلك يعرف بنظام التساقط أو نظم المطر وذلك تبعاً للاختلاف الواضح في نظام سقوط المطر على مدار السنة في العروض والجهات المختلفة من العالم، ويمكن أن نتعرف في توزيع الأمطار على نظم المطر الآتية (شكل: ١٧-٦):

١- النظام الإستوائي: وهو يتمثل في الجهات الإستوائية (بين ٥ درجة شمال وجنوب دائرة الإستواء) وتسقط أمطاره طول العام وتمتاز بغزارتها في الاعتدالين ومصدر الأمطار هنا هو الأمطار الإنقلابية. وتتراوح كمية المطر السنوي بين ١٠٠٠ إلى ٢٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦ أ)

٢- النظام المداري: ويتمثل في العروض ما بين ١٥ درجة إلى ٢٠ درجة شمالاً وجنوباً. ويسقط معظم المطر في فصل الصيف وتتراوح كميته بين ٥٠٠ - ١٠٠٠ ملليمتر.

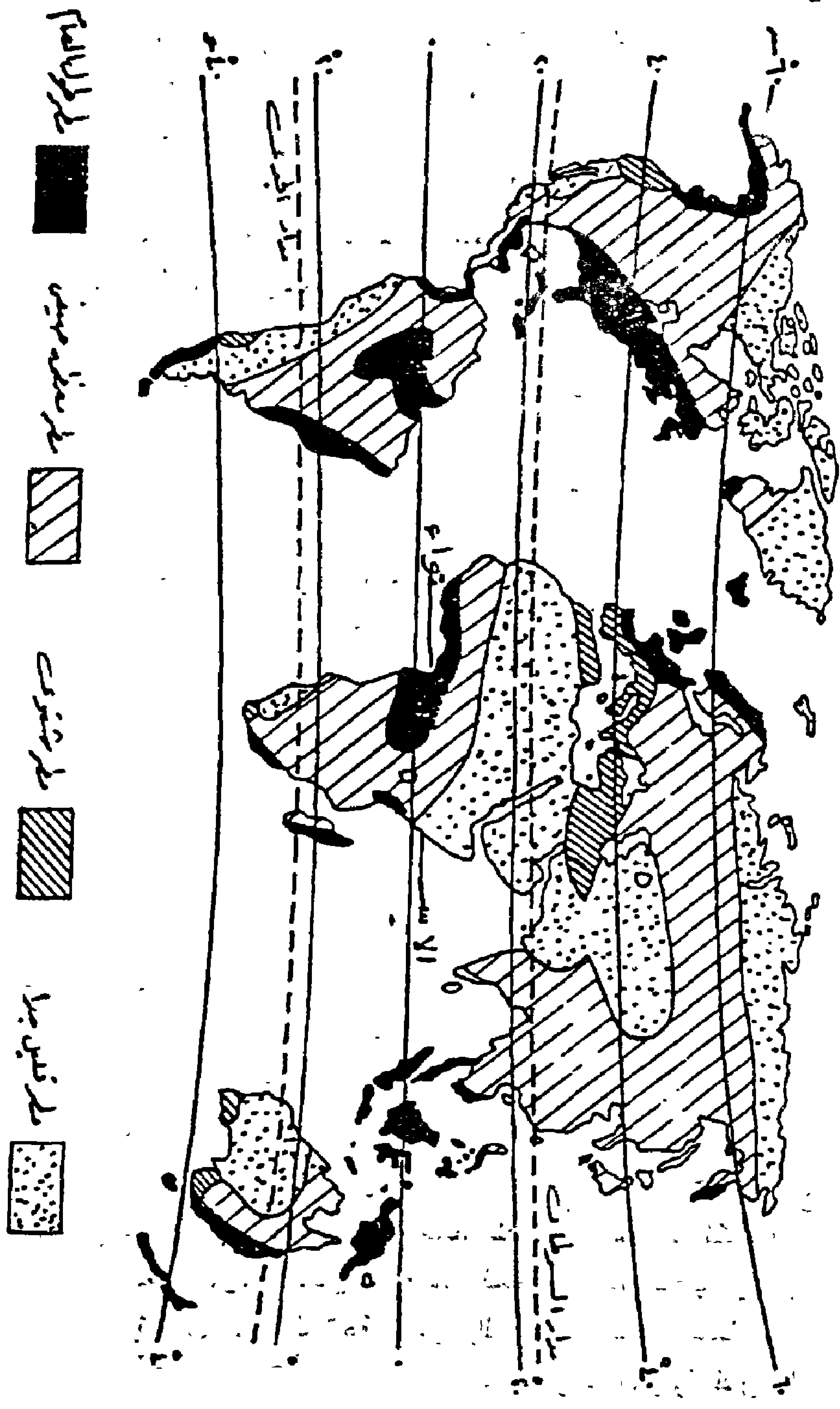
٣- النظام الموسمي: ويوجد في المناطق التي تهب عليها الرياح الموسمية وأمطار صيفية قد تصل في معدلها إلى ٢٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦ب).

٤- النظام السوداني: تتركز قمة المطر في هذا النظام صيفا، حيث يصبح الشتاء جافا، وكمية المطر أقل منها في الاقليم الاستوائي، وتأخذ كمية المطر في التدرج نحو القلة حتى تصل إلى الاقليم الصحراوي الحار، (شكل : ١٧-٦جـ).

٥- النظام الصحراوي: ويتمثل في العروض ما بين ١٨°، ٣٠° شمالاً وجنوباً في غرب القارات وتنعدم أو تقل فيه الأمطار كثيراً إذا تصل كمية المطر هنا إلى أقل من ٢٥٠ ملليمتر ومعظمها يسقط في فصل الشتاء.

٦- نظام البحر المتوسط: وهو يتمثل بين دائرتي عرض ٣٠°، ٤٠° شمالاً وجنوباً في غرب القارات. والأمطار هنا تسقط شتاءً بفعل الإنخفاضات الجوية وهي لذلك تتفاوت في كميتها ولكنها تتراوح بين ٣٥٠، ١٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦د).

٧- نظام جنوب الصين: ويتمثل في العروض بين ٢٥°، ٣٥° شمالاً وجنوباً في شرق القارات. وأمطاره طول العام ولكنها تزيد نوعاً في فصل الصيف وتتراوح كميتها بين ٧٥٠ و ١٥٠٠ ملليمتر في السنة (شكل: ١٧-٦د).



(شكل رقم ١٦-٦) التوزيع الفعلي للأمطار في العالم

٨- نظام غرب أوربا: ويوجد على السواحل الغربية للقارات فى العروض ما بين ٤٠°، ٦٠° ومطره طول العام ولكنه يغزر فى فصل الشتاء(شكل: ١٧-٦هـ).

٩- النظام البحرى: هو يتمثل فى شرق القارات فى نفس عروض نظام غرب أوربا ومطره أيضاً طول العام ولكن معظمه يسقط فى فصل الصيف(شكل: ١٧-٦هـ).

١٠- النظام القارى: ويوجد فى داخل القارات فى نفس العروض السابقة لكل من النظم البحرى فى شرق القارات ونظام غرب أوربا ومطره معظمه يسقط صيفاً نتيجة تركز الضغط المنخفض واندفاع الرياح نحو داخل القارات(شكل: ١٧-٦هـ).

الثلج والبرد

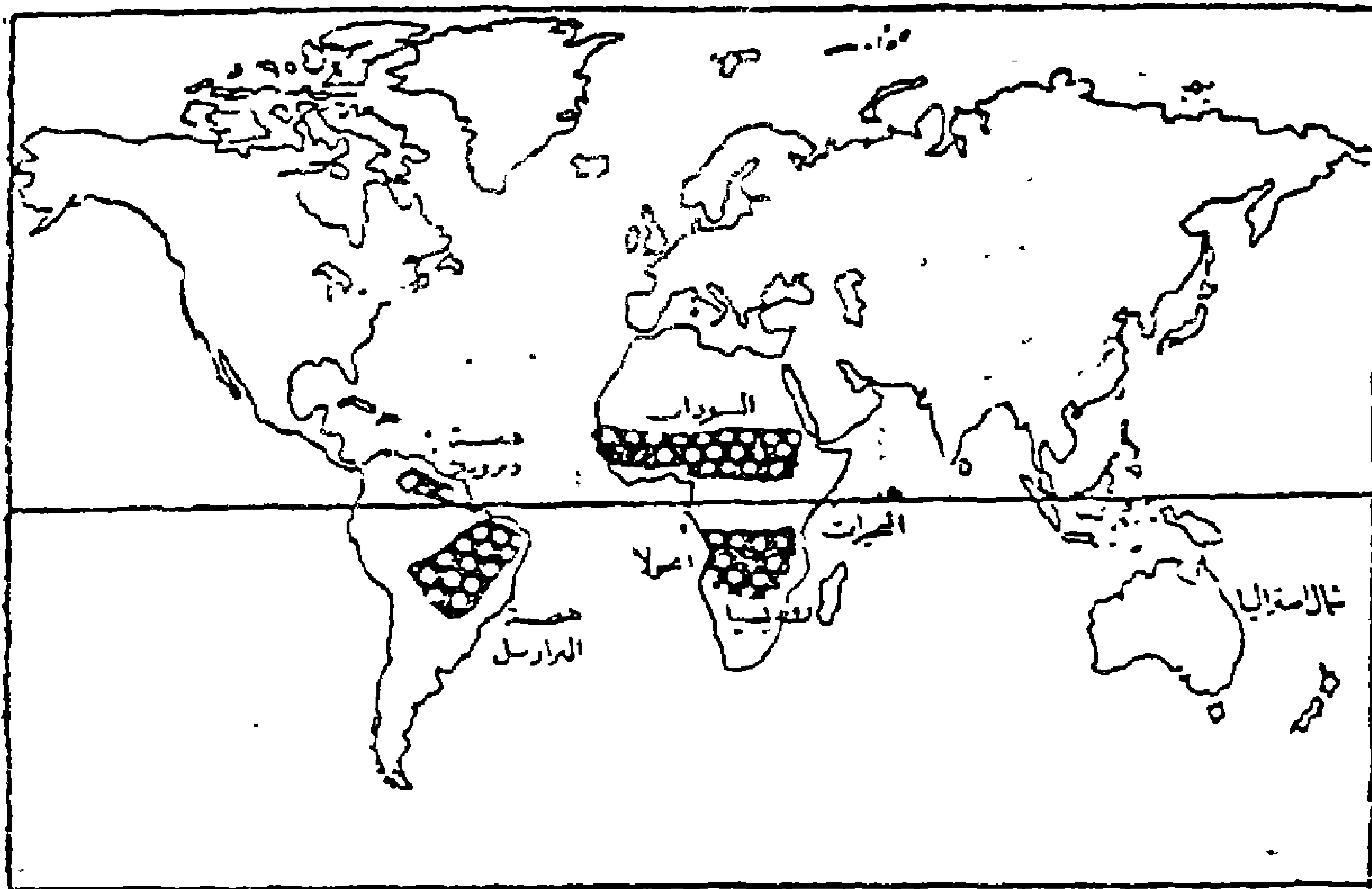
قد تتساقط قطرات المطر على شكل بللورات ثلجة إذا كانت درجة الحرارة فى طبقات الجو العليا أقل من درجة الصفر المئوى ولكنها تذوب عند هبوطها فى هواء دافئ. وتتحول بللورات الثلج إلى قطرات من الماء. أما إذا كبرت بللورات الثلج ولم تذب قبل هبوطها على سطح الأرض فأنها تعد ثلجاً فى هذه الحالة وإذا كانت التيارات الهوائية الصاعدة قوية بأنها تحمل قطرات الماء الذائبة قبل وصولها سطح الأرض وترفعها إلى طبقات الجو العليا فى الجو التى تكون درجة حرارتها منخفضة ونتيجة لذلك تتجمد قطرات الماء وتتحول إلى ما يعرف بالبرد، ولكن هذه القطرات المتجمدة تهبط مرة ثانية إلى طبقة دنيا تقل فيها حركة التيارات الصاعدة ,أثناء سقوط تتجمع عليها طبقة أخرى من الجليد ثم تحملها التيارات الصاعدة مرة أخرى. وهكذا تتوالى عملية الصعود والهبوط حتى يكبر حجم حبات البرد فيثقل وزنها وتسقط على سطح الأرض. وأكثر مناطق سقوط البرد هى العروض الوسطى إذ أنه نادر الحدوث فى كل من العروض العليا أو العروض المدارية.

الضباب Fog

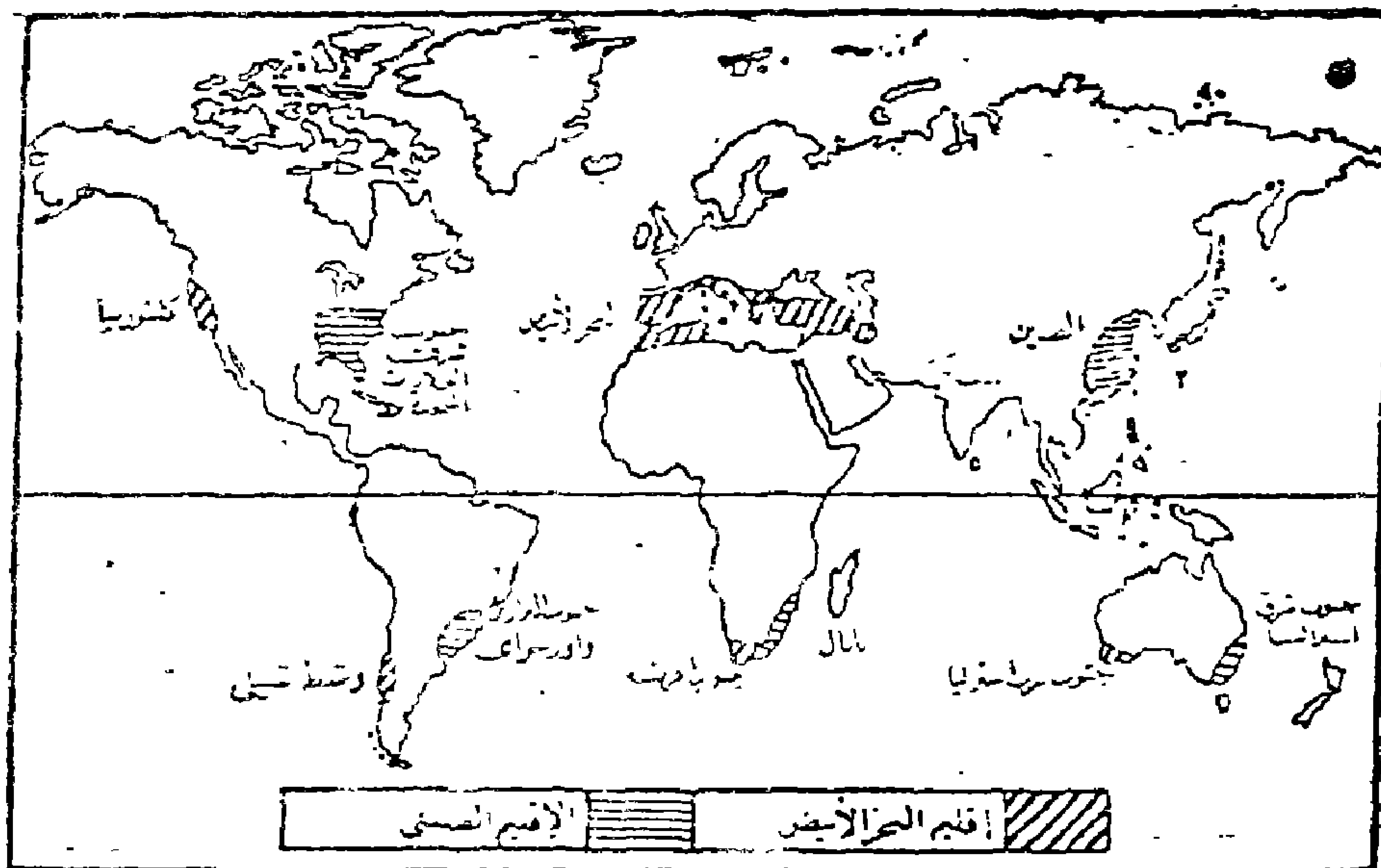
يعد الضباب أحد مظاهر التكاثف بالقرب من سطح الأرض، ولكن يظل به بخار الماء المتكاثف عالقاً بالجو فيما يشبه السحب المنخفضة. ويحدث الضباب نتيجة انخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون درجة حرارة نقطة الندى بسبب فقدان الأرض لحرارتها بالإشعاع ليلاً، أو لاختلاط هواء الكتل الباردة بهواء الكتل الدفيئة أو عند التقاء تيارات بحرية تحمل هواءً دفيئاً رطباً بأخرى باردة تحمل هواءً بارداً جافاً كما هى الحال عند جزر اليابان وجزر نيوفوندلاند. وتقاسى بعض المدن فى العالم مثل مدينة لندن - انجلترا من تكاثف الضباب عليها حيث يكون الهواء محملاً بذرات الغبار الناتج عن المخلفات الصناعية والذى من نتائجه انخفاض مدى الرؤية وتعطيل حركة الملاحة الجوية والبحرية. ويحدث الضباب فوق المحيطات أكثر منه فوق اليابس وأكثر الجهات تعرضاً للضباب هى السواحل الغربية للقارات فى العروض المدارية وشبه المدارية وسواحل شمال غرب أوربا وشمال غرب أمريكا الشمالية.

(شكل رقم: ١٧-٦) أ- النظام الاستوائي للمطر

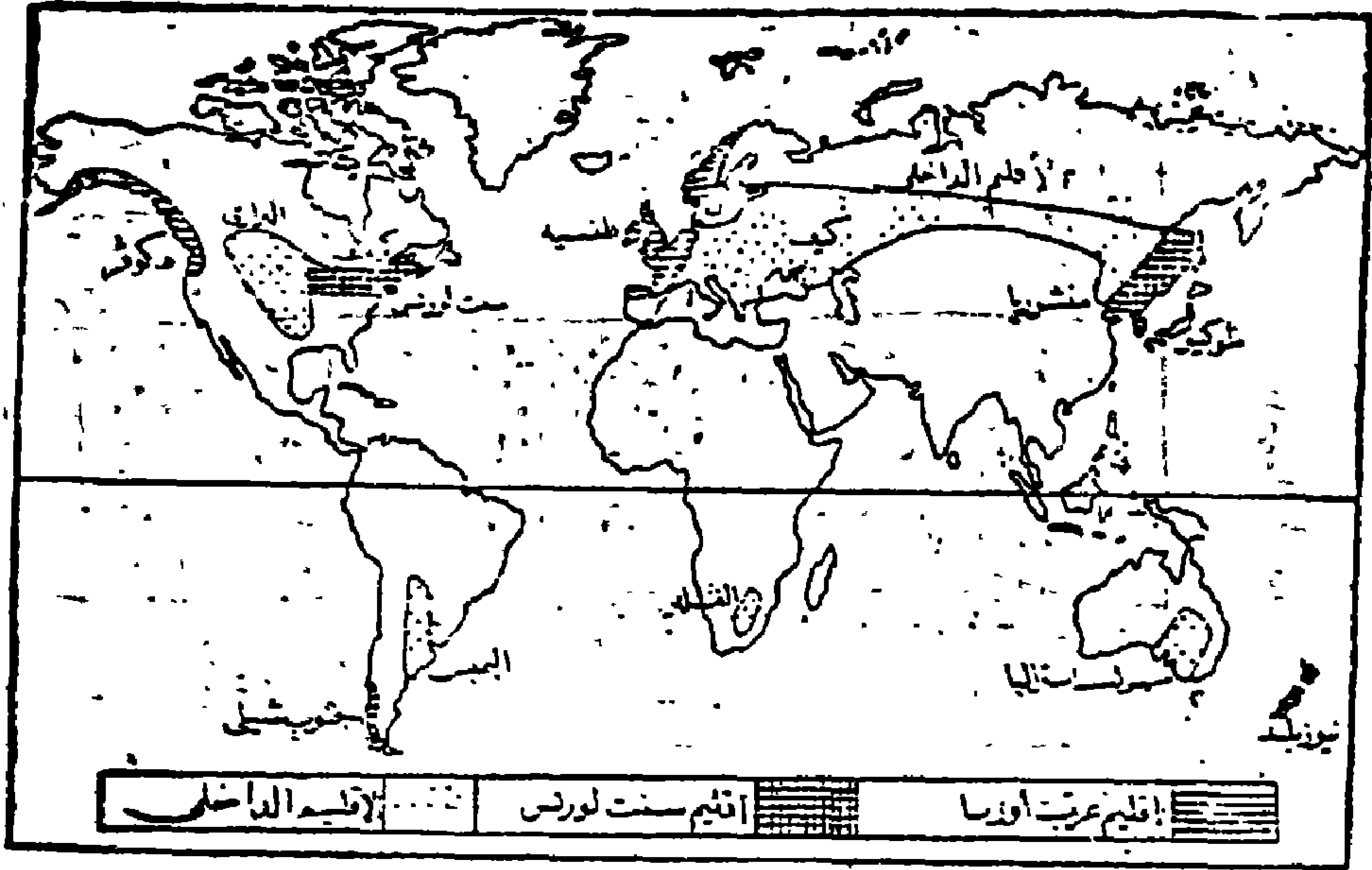
(شكل رقم: ١٧-٦) ب- النظام الموسمي للمطر



(شكل رقم: ١٧-٦) جـ- النظام السوداني للمطر



(شكل رقم: ١٧-٦) د- نظاما البحر المتوسط والصين للمطر



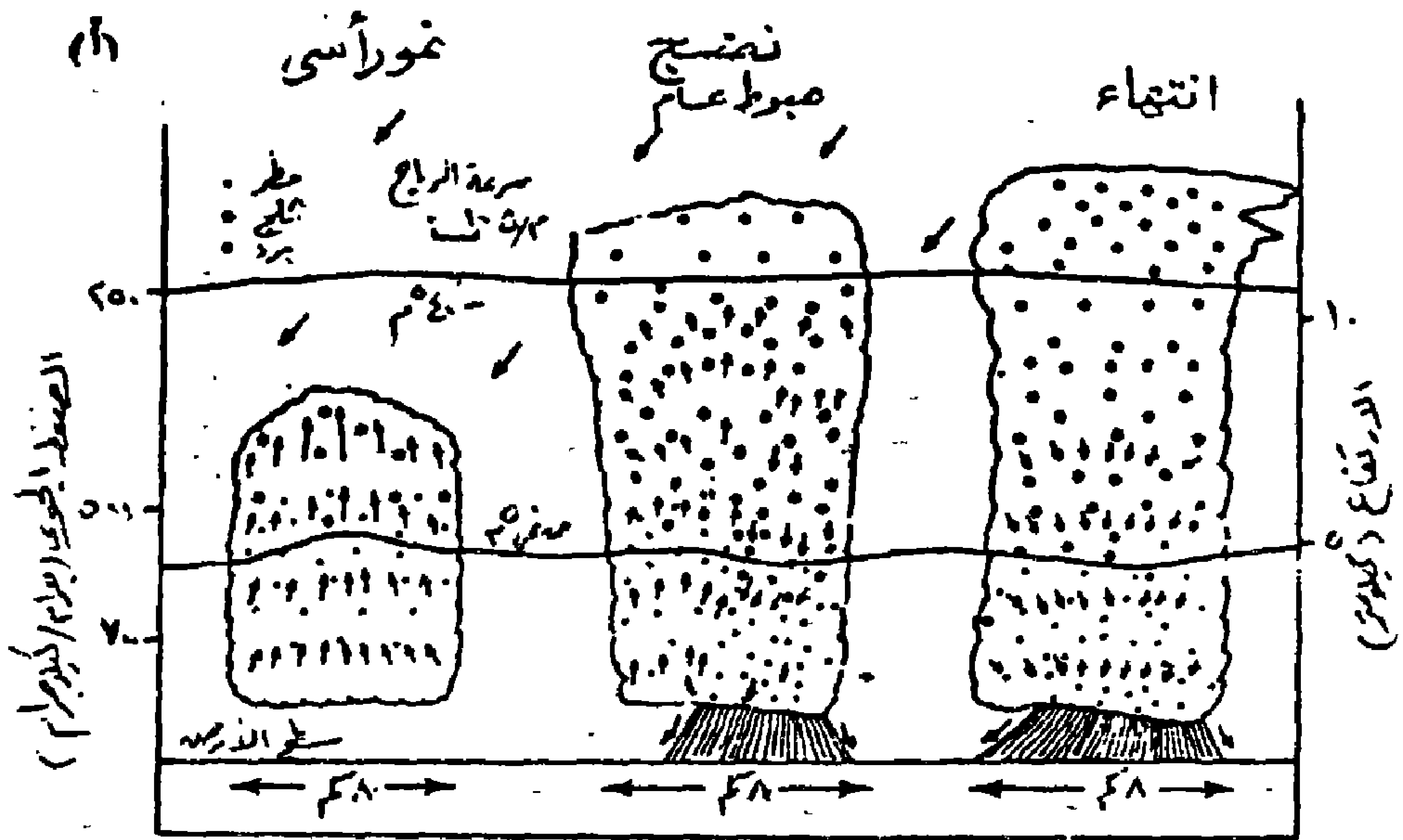
(شكل رقم: ١٧-٦) هـ- نظم مطر غرب أوروبا، البحري، القاري (الداخلي)

الصقيع

وهو أيضاً مظهر من مظاهر تكاثف بخار الماء فوق سطح الأرض. ويتكون الصقيع على الأسطح المكشوفة عندما تكون السماء خالية من السحب تماماً مع سكون الهواء وقلة الرياح السطحية وتوفر الرطوبة الجوية، فيعمل كل ذلك على تسرب الإشعاع الأرضي إلى الفضاء بسرعة كبيرة فيبرد سطح الأرض أكثر من طبقة الهواء التي تعلوه والتي بالتالي تنخفض درجة حرارتها. فإذا كان هذا الانخفاض إلى ما دون درجة حرارة نقطة الندى حدث التكاثف على السطح المعرضة للجو مباشرة على شكل صقيع Fróst بين شقوق التربة و على سطحها إذا كانت درجة حرارة نقطة الندى أقل من درجة الصفر المئوي.

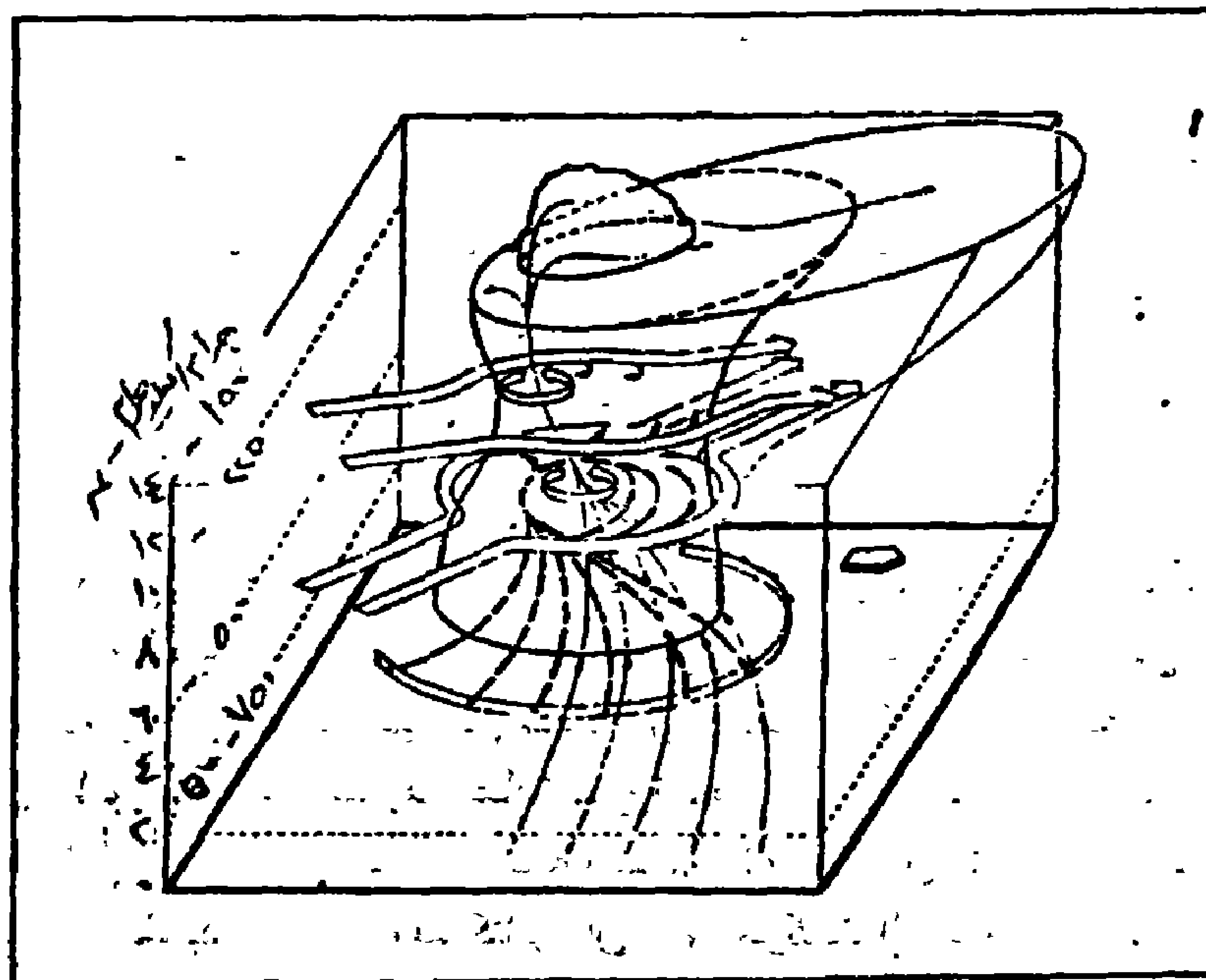
العواصف الرعدية:

تعد العواصف الرعدية واحدة من أكثر الأمثلة ابهاراً فيما يتعلق بالعمليات المرتبطة بالماء الموجود في الجو. وهذه الظاهرة هي ظاهرة محلية المستوى حيث يمكن أن تحدث في أي كان في العالم تقريباً، وتتكون العاصفة الرعدية من سلسلة من السحب الركامية العملاقة. حيث تمر كل منها بمراحل تطور متتابعة تعرف عادة بدورة حياة في مدة قدرها حوالي نصف الساعة (شكل ١٧-٦(أ)). ولكي يبدأ تكون سحابة رعدية فإنه يجب أن يتوفر أساساً جو رطب يتصف بعدم الاستقرار الشديد. وفي ظروف كتلك فإن بدء الحركات الرأسية يكون سهلاً وتكون السحابة الأولى عبارة عن سحابة ركامية رأسية ترتفع كالفقاعة. وبمجرد بدء التكاثف فإن انطلاق الحرارة الكامنة يعطي طاقة اضافية، مما يزيد من سرعة التيارات الصاعدة مع زيادة الارتفاع. ونتيجة لهذا الصعود السريع فإن قطرات الماء السائل الفائق البرودة يمكن أن تحمل



(شكل رقم، ١٧-٦)

(أ) دورة حياة نمطية لخلية عاصفة رعدية توضح مرحلة النمو الراسي Cunulus stage، ومرحلة النضج Mature stage، ومرحلة الانتهاء Dissipating stage.



(شكل رقم، ١٧-٦)

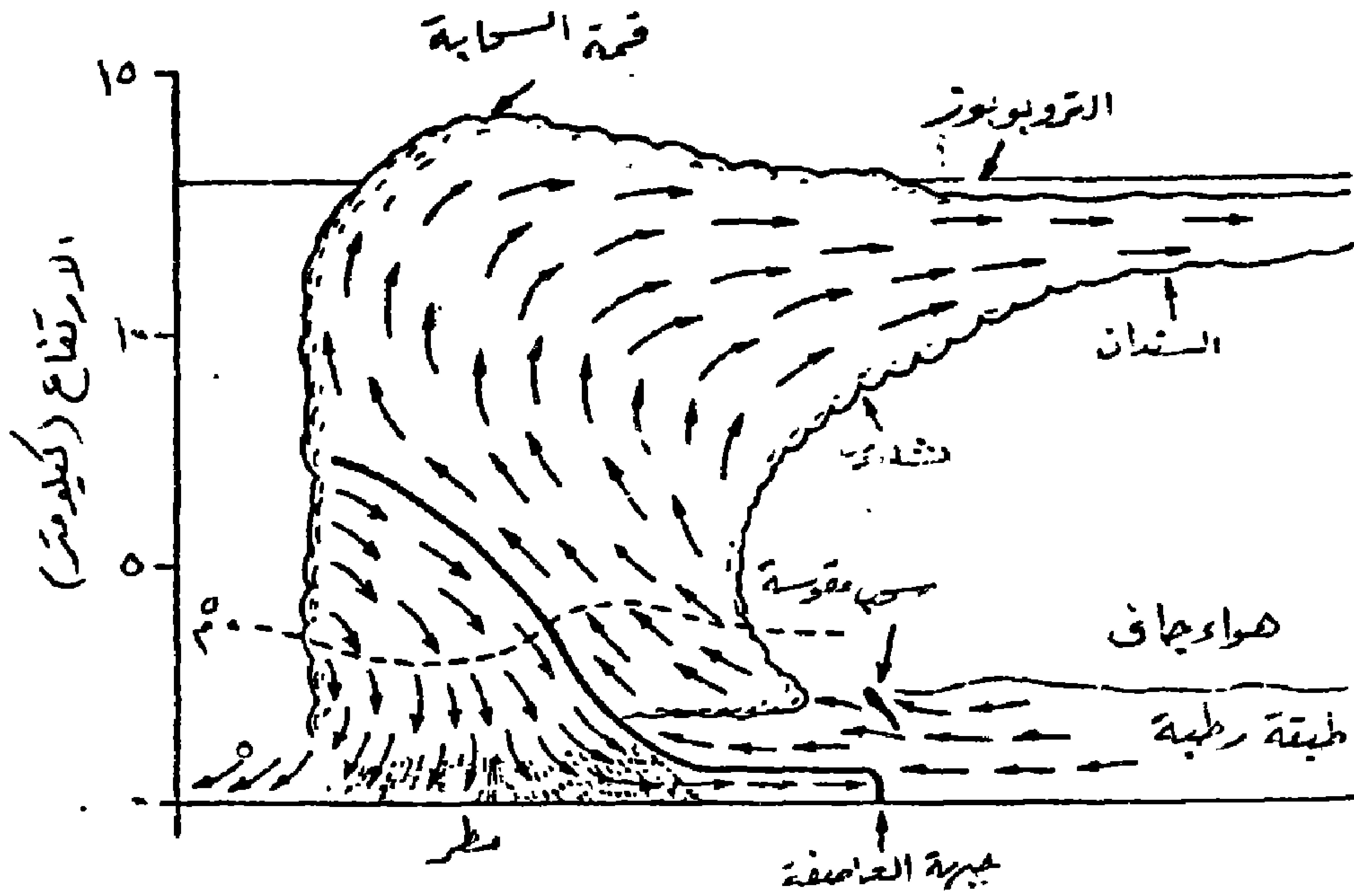
(ب) تمثيل ثلاثي الأبعاد لسحابة من نوع المزن الركامي cumulonimbus.

بعيداً إلى أعلى بكثير من مستوى التجمد وتتكون بسرعة قطرات في الأحجام القابلة للتساقط. وعندما يبدأ سقوط المطر من السحابة تكون هذه السحابة قد وصلت إلى درجة النضج. ويؤدى هذا التساقط إلى حدوث تيارات هابطة (شكل ١٧-٦ (ب)). وفى البداية تكون التيارات الهابطة هذه قرب الحافة التى تقود حركة السحابة وتعمل على هبوط رقاقات الثلج أو كرات البرد إلى ما تحت مستوى التجمد، وتسود هذه التيارات الهابطة باضطراد وتعمل على التقليل من حالة عدم الاستقرار محلياً مما يؤدى إلى إضعاف التيارات الصاعدة تماماً. وفى الوقت نفسه تكون قمة السحابة قد أصبحت قريبة من طبقة التروبوبوز Tropopause وتبدأ فى الانتشار والامتداد الجانبى وتكون أقصى سرعات للصعود فى هذا الوقت موجودة فى منتصف السحابة.

وبانتهاء التيار الصاعد تدخل السحابة مرحلة الانتهاء فبدون التيارات الصاعدة لا يمكن لقطرات السحابة أن تنمو، وبذلك يتوقف التساقط، وتتبخر القطرات المتبقية بالسحابة، وتعود إلى الهواء. وينشأ هذا فى العادة نتيجة للتيار الهابط البارد الذى يقطع الهواء السطحى الدافئ أمام السحابة مؤدياً إلى تحرير حالة عدم الاستقرار الكامنة. وعلى هذا فإن العاصفة قد تستمر فى شكل سحابة أخرى، وعادة فإن السحب التالية تكون أقل طاقة (وبالتالى أقل حدة) من السحابة الأولى. ويرجع ذلك ببساطة إلى أن كل واحدة من هذه السحب تعمل على اعادة توزيع درجات الحرارة الرأسية، فتقلل بالتالى من حالة عدم الاستقرار.

ولقد افترض فى حالة العواصف الرعدية أن هناك تفاوتاً رأسياً صغيراً فى سرعة الرياح. ويكون هذا هو الحال النمطى للعواصف الرعدية الناشئة عن الكتل الهوائية وهو النوع الشائع فى المناطق المدارية، وكذلك تمثل النوع من العواصف الرعدية الصيفية المتفرقة والتى تحدث بشكل مميز فى المناطق المعتدلة (مناطق العروض الوسطى) فى أوقات ما بعد الظهر. غير أن معظم العواصف الرعدية الشديدة فى مناطق العروض الوسطى يحدث عندما يكون هناك اختلاف رأسى كبير فى سرعة الرياح، وتتحرك هذه الخلايا بسرة مساوية تقريباً لسرعة الرياح فى المنطقة المتوسطة من طبقة التروبوسفير Troposphere. وهكذا فإنه عند المستويات المنخفضة تطغى هذه الخلايا على الهواء المحيط وتحتويه بداخلها (شكل ١٨-٦). أما خارج العاصفة فإن الهواء المحيط يكون عادة تحت ظروف انقلاب حرارى ضعيف يعمل على منع حدوث أية تيارات حمل تلقائية خارج الخلية. ويقوم تيار الهواء الهابط البارد بقطع الهواء المحتوى بداخل الخلية ورفعه إلى مستوى الحمل الحر، حيث يتحرك بعد ذلك إلى أعلى باتجاه التروبوبوز. وعند هذه المستويات العالية تكون حركة الرياح أسرع من حركة الخلية مما يؤدى إلى دفع قمة السحابة إلى الخارج فيما يشبه السندان Anvil أو ما يعرف بالتكوين السندانى. ويؤدى التيار الصاعد إلى حدوث التساقط الذى يسقط على سطح الأرض من خلال الجزء الخلفى من العاصفة المتحركة مكوناً منطقة التيارات الهابطة. ويتحرك جزء من التيار الهابط بمحاذاة الأرض تحت التيار الصاعد متسبباً فى تكوين جبهة الرياح الخاطفة. وتقوم جبهة الرياح هذه بقطع الهواء الدافئ من أسفل دافعة إياه إلى أن يرتفع ويلحق بالتيار الصاعد وينضم إليه. وهكذا فإنه فى عواصف الخلايا المتتالية يتكامل عمل كل من التيارات الصاعدة

والتيارات الهابطة معاً ولا يعملان ضد بعضهما البعض كما هى الحال فى عواصف الكتل الهوائية. وهذا يعنى أن العاصفة يمكن أن تتواصل لمدة أطول وأن تصل إلى كثافات «شدة» أكبر بكثير. وفى حقيقة الأمر فإن كثيراً من الحالات المسجلة للعواصف ذات التساقط الأشد كثافة قصيرة المدى هى حالات مرتبطة بهذا النوع من العواصف.



(شكل رقم: ١٨ - ٦)

حركة الحدود الخارجية لسحابة وللهواء بالنسبة لحركة عاصفة من النوع ذي الخلايا المتتالية Squall Line Storm من اليسار إلي اليمين.

ينتج البرق Lightning، مع العواصف الرعدية، من فصل الشحنات بداخل سحابة رعدية. ورغم أن الميكانيكية التى تحدث بها عملية فصل الشحنات هذه ليست مفهومة بوضوح إلا أن أثرها هو انتاج تدرج فى الجهد الكهربى بداخل السحابة، وبين السحابة وسطح الأرض. وبمجرد أن يتجاوز هذا التدرج قيمة حرجة معينة تنتج ومضات البرق. وتبدأ الومضة بشرارة قائدة، تتحرك بشكل متعرج ولكن سريع وتكون موجهة عادة من السحابة إلى الأرض وتلتقى بشرارة منطلقة، فينتج ما يعرف بالصاعقة العائدة أو المرتدة فى المسار الناتج عن الاثنتين. وهذا يعطى الوميض الناصع المرئى كومضات والذى قد يكون متبوعاً بشرارة أو اثنيتين وبصاعقة عائدة ثانية. وفى الواقع فإن معظم ومضات البرق تتكون من ثلاث أو أربع صواعق بين كل منها فترات متناهية فى القصر.

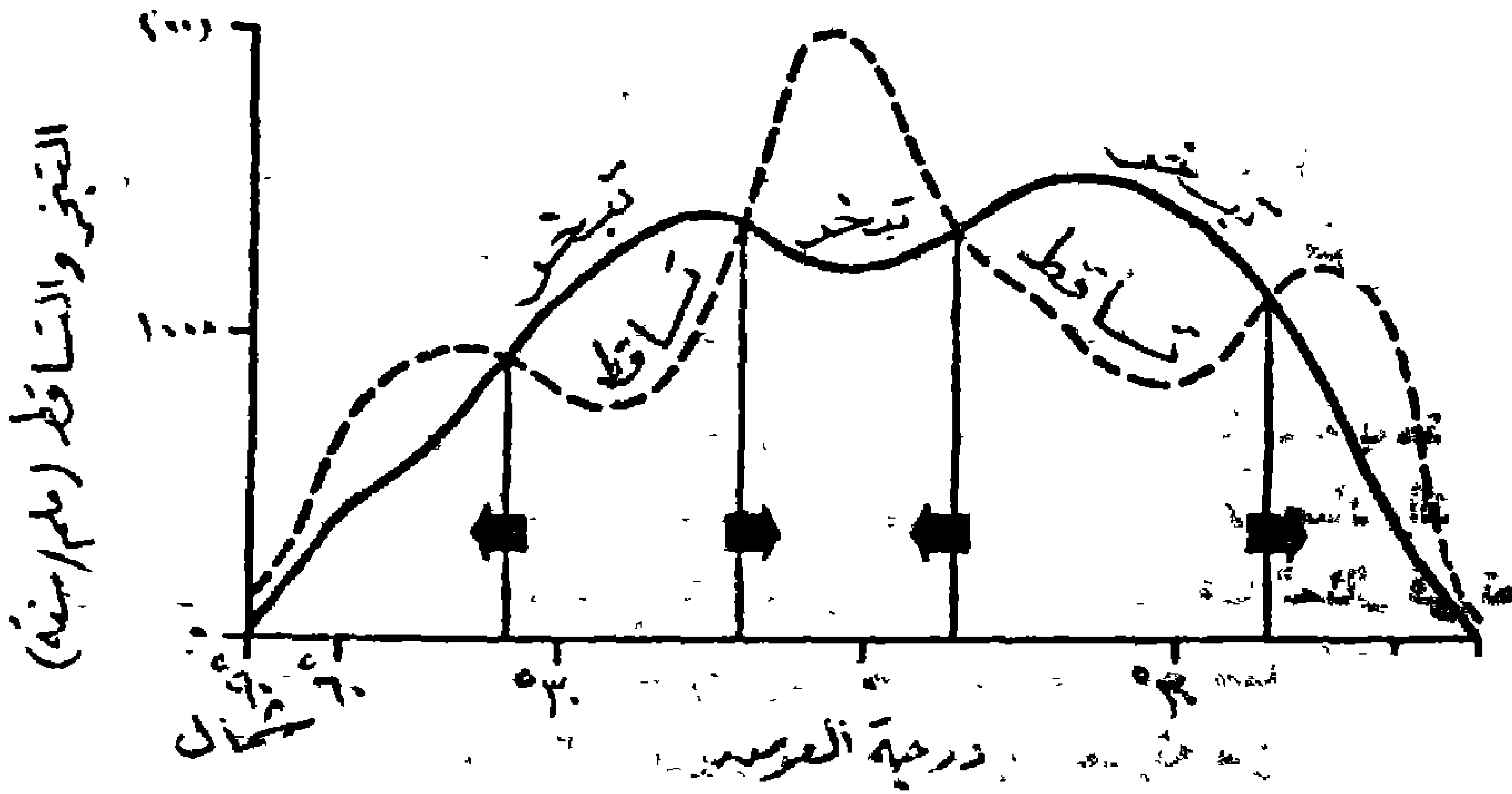
وتؤدي هذه الصواعق إلى رفع درجة حرارة القناة التى تسرى فيها ويحدث هذا بسرعة كبيرة بحيث لا يتمكن الهواء من التمدد مما يؤدى إلى ارتفاع الضغط داخل هذه القناة إلى ١٠ أو أحياناً ١٠٠ ضعف قيمته العادية. ويؤدى هذا إلى حدوث موجة من الصدمات تنبعث من هذه القناة وهى التى تتحول إلى الموجة الصوتية التى نسمعها فى دوى الرعد. وبينما يمكن رؤية البرق من مسافات بعيدة فإن الرعد يسمع فقط على مسافة حوالى ٢٥ كم فقط من مكان حدوث البرق ويرجع هذا جزئياً إلى التأثير الخافض للهواء نفسه، كما يرجع جزئياً كذلك إلى أن البناء الحرارى للهواء يضمن عادة حدوث انكسار للموجات الصوتية إلى أعلى بعيداً عن سطح الأرض.

القيمة العملية والنفعية لمعلومات التساقط

نقدم هنا مثالاً لتوضح الجوانب العملية والنفعية المختلفة لاستخدام المعلومات الخاصة بالتساقط. ويوضح المثال نوعاً من المشكلات يكون المطلوب فيها هى معرفة الاحتمالات التى تقدر باستخدام المعلومات المناخية المسجلة والتى تعطى معلومات حول احتمال حدوث حدث معين فى خلال فترة زمنية معينة. ثم يأتى دور التوقعات الجوية قصيرة المدى التى يجب أن تستخدم للارشاد فيما يتعلق بالوقت الفعلى المتوقع للحدث فى ظل المعلومات قصيرة المدى المتوفرة تحت الظروف المناخية والجوية المحلية السائدة فى وقت ما.

ويبين المثال التالى التفرقة بين استخدام المعلومات المناخية الخاصة باحتمالات مناخية معينة من أجل وضع استراتيجية طويلة المدى، وإستخدام معلومات الأرصاد والتوقعات الجوية من أجل وضع هذه الاستراتيجية موضع التنفيذ. وتتمثل المشكلة فى هذا المثال فى تصميم شبكة الصرف فى المدن، فمصارف العواصف (قنوات تصريف مياه العواصف) تصمم بحيث تكون كبيرة الحجم بما يكفى لاستيعاب أكبر جريان سطحى متوقع حدوثه من عاصفة ما خلال عمر المصرف الافتراضى. والأسلوب الواضح والذى يتناول البحث فى البيانات الموجودة لأكبر عاصفة مسجلة هو أسلوب غير ملائم فى هذه الحالة، حيث أن هذه البيانات تمثل عينة فقط من جميع الحالات المختلفة الحدوث، وليس هناك ضمان أن هذه البيانات تحتوى على أكبر العواصف الممكنة، ولحسن الحظ فإن هناك طرقاً احصائية معينة تعرف باسم تحليل القيمة المتطرفة يمكن بواسطتها تقدير القيمة الكبرى الممكنة من واقع مجموعة بيانات موجودة بالفعل. بعد ذلك يمكن عمل مجموعة من منحنيات الشدة/ المدة لمجموعة مختلفة من فترات العودة، ويمكن لمصمم نظام الصرف عند ذلك اختيار فترة العودة، واضعاً فى ذهنه حلا وسطاً معقولاً بين التكلفة وحجم النظام الذى يعطى له ضماناً بأن المصرف ملائم لكل احتمالات العواصف باستثناء حالات العواصف شديدة التطرف وغير العادية، كما أنه سيكون أمام المصمم مواجهة الاختلافات المساحية لمنحنيات الشدة/ المدة. وفى هذا الصدد فإنه من غير المحتمل أن تكون هناك بيانات مسجلة من شبكة كثيفة من أجهزة قياس المطر متاحة لكى تعطى المعلومات المطلوبة. ومن هنا فإن المعرفة بآليات انتاج التساقط يجب أن تؤخذ أيضاً فى الحسبان – إضافة إلى البيانات المتاحة – للوصول إلى نوع التقديرات التى يحتاجها المصمم.

بعد عودة الماء إلى سطح الأرض تستكمل الدورة التى بدأت بعملية التبخر من سطح الأرض. ولقد أشرنا سابقاً أن معدلات التبخر تعتمد جزئياً على درجة توفر الماء والتى هى - فوق معظم أسطح الأرض اليابسة على الأقل - تعتمد بشدة على التساقط والفرق بين التساقط والتبخر فى أية منطقة يمكن التعبير عنه - بشكل عام - بالميزان المائى للمنطقة. ولمفهوم الميزان المائى أهمية شديدة ومباشرة في المناطق اليابسة حيث أن أية زيادة للتساقط عن التبخر يمثل جرياناً على سطح أرض، أو يخزن فى قطاع التربة أو يجرى إلى البحيرات أو الأنهار وما شابهها. وبناء على ذلك فإن هذا المقدار يمثل الماء الذى يمكن للانسان استخدامه. أما فى مناطق المحيطات فإن الاهتمام بالميزانية المائية آخذ فى التزايد - بعد أن أهمل طويلاً، وذلك مكوناً مهما فى التفاعلات الجوية - البحرية والتى لها أثر عميق على المناخ.



(٦-١) المتوسط السنوي للتبخر والتساقط لوحدة المساحة بالمليمتر في السنة الأسهم توضح اتجاه تدفق بخار الماء في الجو

وتتوقف الطريقة التى تعرف بها الميزانية المائية وكذلك الاستخدامات التى يمكن أن يوظف بها هذا المفهوم على المقاييس (المستويات) المكانية والزمنية موضع الاهتمام فالمفهوم الأكثر دقة يكون مطلوباً عند تناول المستويات الأصغر حيث يكون للميزان المائى المحلى لمسافة من الأرض تطبيقات هامة لاسيما فى المجال الزراعى. أما على مستوى الإقليمى فإن للميزان المائى لسطح الأرض تأثيراً هاماً على توزيع الغطاء النباتى الطبيعى، ولقد تم التعبير عن هذه العلاقة بطرق متعددة. وأحد الأمثلة النموذجية هو ذاك الذى يربط بين طاقة التبخر - النتح ودليل (معامل) الرطوبة لأنواع مختلفة من الغطاء النباتى.

وخلاصة القول أنه يجب أن يكون هناك توازن بين الماء المتبخر وذلك الساقط إلى الأرض في شكل أمطار وتساقط مختلفة على المستوى الكلي للأرض وتساوى كتلة بخار الماء الكلية الموجودة فى الغلاف الجوى تقريباً كمية الأمطار الساقطة على سطح الأرض فى أسبوع، ونظراً لأن كمية بخار الماء لا تتغير كثيراً مع الوقت فإن هذا قد يعنى أن الزمن المتوسط اللازم لدورة مائية كاملة هو حوالي أسبوع واحد. ورغم أننا أكدنا على المكون الرأسى لهذه الدورة، إلا أن هناك بالطبع حركات أفقية مهمة لبخار الماء تحدث فى أثناء الوقت الذى يكون فيه عالقاً فى الجو. وفى الواقع فإنه لابد من وجود هذه الحركات الأفقية من أجل المحافظة على وجود اتزان مائى على مستوى الأرض ككل. (شكل: ١٩-٦) . وفى الحقيقة فإنه تحدث حركات ضخمة لبخار الماء من مناطق مصادرة الأولية فى المناطق دون المدارية إلى اتجاهى كل من المنطقة الاستوائية ومناطق العروض الوسطى والعروض العليا.

وتنطوى الحركات عبر دوائر العرض ليس فقط على انتقال بخار الماء بل على انتقال الطاقة كذلك. فالطاقة الموجودة فى بخار الماء المتبخر (الطاقة الكامنة) فى المناطق دون المدارية تتحرر أثناء عمليات تكوين السحب فى المناطق الاستوائية. وفى الواقع فإن عملية انتقال الطاقة تعد من العمليات المهمة لدفع الدورات الجوية فى المناطق المدارية، وبالمثل فإن انتقالها من المناطق دون المدارية باتجاه القطبين يلعب أيضاً دوراً هاماً فى خلق الدورات الجوية فى المناطق المعتدلة (مناطق العروض الوسطى).

الفصل السابع

تصنيف المنـاخ والأقـاليـم المناخيـة

الفصل السابع
تصنيف المنـــاخ
والأقاليم المناخية
(المناخ الاقليمي)

مقدمة:

قد نجد من الصعوبة فهم مناخ أى آقليم فى العالم، مالم نحاول أن نتبين الفروق التى تميز بين أنواع الأقاليم المناخية داخل المنطقة. فبغيرها تبقى الصورة التى فى أذهاننا عن مناخ هذه المنطقة صورة مختلطة غير واضحة. ويمكن تقسيم سطح الأرض إلى مجموعات من الأقاليم التى تتشابه الظروف المناخية فى كل اقليم منها. وفى هذا الفصل نقدم وصفاً كمياً لمناخ هذه الأقاليم، والهدف منه هو تحقيق وصف دقيق للظروف المناخية التى يمكن أن تحدث عند أى مكان على سطح الأرض، كما سنشرح مسبباتها ومؤشرات ثباتها واستقرارها أو اختلافها مع الزمن. ويخدم هذا غرضين رئيسيين أولهما، أن هذه المعلومات المناخية الخاصة بهذه الأقاليم تكون مفيدة لأى مهتم بدراسة مناخ اقليم معين بصورة تفصيلية، وثانيهما أن تحديد الأقاليم المناخية هو أيضاً أمر هام لعلم المناخ ذاته. فلو وجدت أنماط معينة للتوزيع الجغرافى للأقاليم المختلفة فإنها تساعد على فهم أكثر للعمليات المناخية التى تحدث، وتحدد المعالم المناخية لهذه الأقاليم، وزيادة على ذلك فإن دراسة هذه العمليات المناخية تمكن من عمل تقديرات بخصوص إمكانية حدوث تغيرات مناخية مع الزمن كنتيجة للتغيرات الطبيعية و بشرية التى يمكن أن تحدث فى الجزء من الغلاف الجوى القريب من سطح الأرض، أو ا لتى يمكن أن تحدث على سطح الأرض نفسه.

ولقد تنبه الإنسان منذ أمد بعيد إلى أن الظروف الجوية تؤثر بشدة على النشاط البشرى. وقد أفادت عمليات التصنيف المناخى فى تقديم المعلومات المطلوبة لتمكين الإنسان من استخدام المناخ كمصدر طبيعى يستفاد به فى نشاطه بشكل ملحوظ. ولقد وضعت تصنيفات مناخية متعددة عبر السنين إما أنها تركز بعضها على مجموعة من العناصر المناخية التى ينظر إليها على أنها هامة بشكل خاص فيما يختص بنشاط انسانى معين، أو تكون محددة بشكل أكثر عموماً لأنواع مناخ العالم فى أقاليمه المختلفة. ولقد سار تطور الأنواع المختلفة لطرق التصنيف المناخى الإقليمى بالأسلوبين السابقين تاريخياً جنباً إلى جنب مع زيادة فهم الإنسان للعمليات المناخية. ولقد شجعت ملاحظة الإنسان أن هناك عدة أقاليم متنوعة من سطح الأرض تشترك كل منها فى مناخ معين على البحث من أجل محاولة تمييز العمليات التى تؤدى إلى خلق ظروف المناخ المختلفة. ولقد لعبت هذه الإتجاهات دوراً حيوياً فى تحسين فهمنا لطبيعة الدورة

الهوائية العامة للجو وأعطت بذلك دفعة لدراسة معظم العمليات المناخية التى ذكرناها من قبل. وقد أصبح ممكناً الآن – وبشكل متزايد – استخدام عمليات الرصد بالأقمار الاصطناعية لتحديد العمليات ا لمناخية المختلفة – خصوصاً ما يتعلق منها بميزانيات الطاقة – على أساس مستويات اقليمية، وكنتيجة لهذا، فقد أصبح ممكناً أن نبدأ البحث ليس فقط فى الآليات المتحكمة فى عمليات مناخية تخص أقاليم معينة، وإنما أيضاً فى إمكانات التغير فى صور المناخ المختلفة فى تلك الأقاليم.

أسس تصنيف المناخ

ظهرت محاولات كثيرة لتصنيف مناخ العالم وتقسيمه إلى أقاليم مناخية يشترك كل منها فى خصائص مناخية عامة تميزه عن غيره من الأقاليم.(١) وسنعرض على الصفحات التالية صورة مبسطة للأسس التى تعتمدعليها أنواع التصنيفات المناخية وذلك على النحو التالى:

أولاً: اتخذت بعض التصنيفات الوحدة الجغرافية كأساس لتقسيم العالم مناخياً، بحيث يقف كل أقليم أو منطقة كأقليم مناخى قائم بذاته يختلف عن الأقاليم الأخرى ولايتكرر فى أكثر من منطقة فى أى جزء آخر من العالم، وبمعنى آخر وصف أقاليم العالم المناخية ودراستها على أساس الأقاليم الجغرافية فى كل قارة دون تعيين حدود مناخية معينة، كأن يقال ثلاً: أقليم سواحل البحر المتوسط وأقليم الكاب، وأقليم وسط شيلى، وأقليم جنوب كاليفورنيا، فهذه كلها أقاليم جغرافية منفصلة كل منها مستقل عن الآخر. ورغم تشابه ظروفها المناخية فى نواحى كثيرة فلايجمعها أقليم مناخى واحد، تبعاً لهذا الأساس، ومن أمثلة هذه التصنيفات ما قام به كل من: كندرو W.G.Kendrew الذى اهتم بدراسة أنواع المناخ بقارات العالم المختلفة، وسوبان Supan الذى قسم العالم إلى ٣٥ إقليماً مناخياً غير متكررة.

ثانياً: قد تعتمد التصنيفات المناخية فى حدود أقاليمها على قيم مناخية مختارة Select-edوغير مستمرة. وقد اختيرت هذه القيم لما لها من ارتباط بحدود الأنواع النباتية أو أنواع التربة أو الغلات الزراعية أو غير ذلك من الدلائل الحيوية للمناخ. وقد تكون هذه الحدود عبارة عن قيم للحرارة أو المطر أو لهما معا(٢). ومن أمثلة التصنيفات التى تعتمد على هذا الأساس تصنيف دومارتونDe Martonne وأوستن ملر A.A.Miller وكوبن Koppenوتريوارثا G.T.Trewartha وشرف A.T.Sharaf.

ثالثا: هناك تصنيفات تعتمد أيضا على قيم مناخية ولكنها قيم مستمرة فوق السطح، إذ أنها

---

(١) يختص علم المناخ الإقليمى Regional Chimatology بدراسة الأقاليم المناخية التى تتشابه فيها العناصر والمميزات المناخية العامة، كما يهتم بالطرق التحليلية والوصفية فى محاولته للتصنيف إلى أنواع مناخية مميزة.

(٢) تعد درجة الحرارة والمطر من أهم العناصر المناخية التى يمكن الاعتماد عليها فى تصنيف العالم إلى أقاليم مناخية. ويرجع السبب فى ذلك لما لهما من أهمية وتأثير فى عناصر المناخ الأخرى بالإضافة إلى أنهما من أهم العوامل التى يتوقف عليها توزيع النباتات على سطح الأرض. وكما أن الأمطار يرتبط تأثيرها وقيمتها الفعلية على درجة حرارة. فإن هذا الارتباط يقتضى بالضرورة أتخاذهما معاً كأساس لأى تقسيم مناخى مقترح.

تعطى درجة كل محطة من المحطات سواء للحرارة والرطوبة، ثم يوضع الحد بين نوع مناخى وآخر عند قيم معينة يعتقد أنها حدود هامة يتغير عندها المناخ من نوع لآخر، ومن التصنيفات التى تقوم على هذا الأساس تصنيف ثورنثويت C.W.Thornthwaite.

رابعاً، ومن المحاولات الحديثة فى التصنيف المناخى تلك التى اعتمدت على أساس دراسة الكتل الهوائية من حيث أنواعها وصفاتها والظاهرات المناخية التى تصاحب تحركها والتى يمكن أن تعطى صورة واضحة لمناخ أى منطقة من العالم. ومن أمثلة هذه المحاولات تصنيف كرتشفيلد H.J.Crithefield.

خامساً، ومن الأسس التى أصبح فى الإمكان الاعتماد عليها فى تحديد أنواع المناخ فى العالم، هى تصنف المناخ على أساس بشرى(١). إذ أنه بنفس الطريقة التى تستخدم فيها درجة الحرارة والرطوبة لتعيين الحدود الحرجة للنبات الطبيعى أو المحاصيل الزراعية، فإن مثل هذه العناصر المناخية يمكن إتخاذها أساسا للتصنيف المناخى من حيث إستجابة الإنسان لها، ولكن تحديد ذلك لايعد بالأمر السهل لأن الجسم البشرى أقل ارتباطاً واعتماداً على العناصر المناخية من النبات. وعلى الرغم من ذلك فهناك دراسات مثمرة فى هذا الشأن مكنت من رسم خرائط توضح التوزيع الإقليمى لمثل هذه العلاقات بين المناخ والإنسان، وهى وإن كانت لاتعد تصنيفاً عاماً للأقاليم المناخية فى العالم إلا أنها فى الواقع تقسيمات مناخية متخصصة تخصصاً كبيراً. ومن أمثلتها تصنيف ماوندر W.J.Maunder.

وبناء على هذه الأسس ظهرت أنواع عديدة من المناخ على سطح الأرض، يختلف كل منها عن الآخر من بعض الوجوه. وبالتالى فإن الخطوة الأولى فى عملية التصنيف المناخى تتمثل فى ضرورة عمل خطة تصنيف تمكن من تحديد الفروق المناخية الرئيسية. وكشأن التصنيف فى أى فرع من أفرع العلوم فإن التصنيف المناخى يجب أن يستهدف تبسيط وتوضيح الاختلافات من أجل تحسين الاستيعاب والفهم. وتؤدى خطة التصنيف الناتجة آلياً إلى خلق مجموعة من الأنواع المناخية. وبفرض أن برنامج التصنيف المناخى ينتج عنه عدد من هذه الأنواع يسهل التعامل معه، فإنه يمكن توقيعها على الخرائط الملائمة لتحديد الأقاليم المناخية. ولكن المشكلة الكبرى فى عمل برنامج تصنيفى للمناخ هى فى تعريف المناخ نفسه. فالأمر يشمل عناصر عديدة، واستخدام عنصراً منها فقط لا يمكن أن يفى كأساس للتصنيف المناخى بشكل عام، على الرغم من أن التوزيع الجغرافى لعنصر منفرد يمكن أن يعكس بالفعل قدراً كبيراً من المعلومات المفيدة. وعلى الجانب الآخر إذا حاولنا أن نستخدم كل العناصر فإن كمية التعقيدات التى تنتج تخل بالغرض من التصنيف، والذى هو أساساً - كما ذكرنا - التبسيط والتوضيح. ولهذا السبب فإن المعتاد هو أن العناصر المستخدمة تنحصر فى عنصرين أو ثلاثة. وتلك العناصر المستخدمة فى التصنيف المناخى تختار عى أساس النظر إليها باعتبارها مهمة من حيث الهدف الذى ينشأ التصنيف من أجله. ويتبع هذا المفهوم أيضاً أن يصبح ضرورياً

---

(١) نقصد بالأساس البشرى صحة الإنسان وراحته، لما لذلك من علاقة بين المناخ وبين تصميم المسكن والملبس وكذلك بينه وبين وظائف أعضاء الجسم.

تحديد الطريقة التى يتم التعبير بواسطتها عن تلك العناصر المختارة. فمن الممكن على سبيل المثال أن نعبر عن الأمطار (أو التساقط بشكل عام) عن طريق عدد الأيام الممطرة أو كمية الأمطار الكلية، كما أنه من الممكن استخدام المتوسطات عبر فترات زمنية مختلفة - كمتوسطات درجة الحرارة الشهرية أو السنوية - كذلك، وبعد الوصول إلى قرار بخصوص نوع العناصر المختارة وكذلك طرق التعبير عنها، فإن المرحلة التالية من مراحل عمل برنامج التصنيف المناخى تتمثل فى تعريف القيم الحدية (الحرجة)، والتى تعين حدود التغيرات ذات التأثير الهام لذلك العنصر المناخى. وبمجرد الوصول إلى برنامج التصنيف المناخى بما فيه من قيم حدودية مناسبة تكون الأنواع المناخية قد تقررت، ويكون من السهل بعد ذلك عمل خريطة للأقاليم المناخية الناتجة عن ذلك التصنيف.

طرق تصنيف المناخ

عند محاولة تصنيف العالم إلى أقسام مناخية تبرز أمامنا مشكلة أساسية تتعلق بالبحث عن العوامل التى تؤدى إلى وجود أنواع مناخية مميزة، فمعرفة عنصر مناخى واحد لايكفى لتصنيف العالم مناخيا، ولكن يجب أن يقوم التصنيف على أكبر مجموعة ممكنة من الضوابط التى تتحكم فى المناخ، فضلاً عن إختلاط العناصر الجوية وعدم وضوح الإختلافات فى المميزات المناخية بين أرجاء العالم. وأصعب من ذلك هى مشكلة رسم خريطة للأقاليم المناخية للعالم، نظراً لأن هذه الأقاليم تتداخل مع بعضها تدريجياً إذ ليس هناك حدود ثابتة فى الجو. ولكن يبقى أن نتساءل: كيف السبيل إلى تصنيف إقليم ما مناخياً؟ للإجابة على ذلك يجب أولاً أن نتعرف على مكانة مناخ هذا الأقليم بين المناخات العالمية والتى على ضوئها يتحقق هذا التصنيف.

ونظراً للعدد الكبير من الاختيارات الممكنة عند عمل أى تصنيف مناخى فإن هناك عدداً كبيراً من أنواع التصنيف التى اقترحت. وللسهولة فإن الأساليب المختلفة لتصنيف المناخ يمكن أن تقسم إلى ثلاثة أنواع رئيسية هى: **أولاً: الأساليب الأصولية،**

وهى المرتبطة بأصل الملامح أو العناصر المناخية، ويكون التركيز فيها على ديناميكيات الجو. وتستند التصنيفات الأصولية على نشاطات وتأثيرات الدورة العامة للجو. وهى بالتالى تركز على دور عوامل المناخ فى خلق المناخ وآثاره الاقليمية المتنوعة. وبسبب تركيزها على العوامل المسببة للمناخ فإنها تعد شديدة الفائدة فى فهم الظروف المناخية كما أنها تمثل وسيلة جيدة فى بحث طبيعة وتأثيرات التغيرات المناخية. غير أن التركيز على الطبيعة الديناميكية للمناخ يجعل من الصعب جداً الوصول إلى وصف دقيق ومحدد لمناخ اقليم ما مع الاحتفاظ بالطابع الديناميكى له. ومثل هذا النوع يمكن أن ينجح شريطة أن يكون الدارس الذى يستخدمه على دراية بطريقة «ترجمة» الدراسات الخاصة بالمناخ الشامل إلى العناصر المناخية الأكثر معرفة ككميات السحب والحرارة والأمطار. وحتى فى هذه الحالة فإنه لا يعطى معلومات كمية مباشرة حول كميات الأمطار أو درجات الحرارة الفعلية. وبالإضافة إلى ذلك فإن التصنيف الإقليمى من حيث وضع حدود واضحة بين الأقاليم لا يعد ملائماً بالنسبة لهذا النوع من

التصنيفات. ومن أهم التصنيفات الأصولية تصنيف سوبان ١٨٧٩، وتصنيف رافنشتين ١٩٠٠، وتصنيف جرزنسكى ١٩٢٠، وتصنيف فلوهن ١٩٥٠ وتصنيف شتريلر ١٩٦٩. ومن التصنيفات الحديثة من هذا النوع ما روعى فيه العوامل التى تتدخل فى تشكيل المناخ مثل الموقع الفلكى والموضع الجغرافى ومناطق الضغط الجوى والكتل الهوائية ومثال ذلك تقسيم أوليفر ١٩٧٠.

ثانيا: التصنيفات الحيوية

وهذه تختلف عن التصنيفات الأصولية فى أنها تهتم بالجانب الحيوى من خلال ابرازها العناصر المناخية الأكثر أهمية وتأثيراً فى أشكال الحياة المختلفة. ولما كانت تلك العناصر تعمل متضافرة مع بعضها فإن معظم مصنفى المناخ على الأسس الحيوية انطلقوا من النبات الذى يعد خير مؤشر لتفاعل تلك العناصر ومدى قدرتها فى التأثير، مترجمين ذلك إلى دلائل لفاعلية الحرارة وفاعلية المطر (معامل الجفاف). ومن أهم هذه التصنيفات: تصنيف دومارتون ١٩٢٥، وتصنيف كوبن ١٩٢٨، وتصنيف أوستن ميلر ١٩٣٦. وتصنيف ثريوارثا ١٩٤٣، وتصنيف أمبيرجيه ١٩٥٥، وتصنيف بيلى ١٩٥٨، ١٩٦٠. وهناك تصنيفات حيوية تمثل اتجاهاً حديثاً فى هذا الصدد وهى التصنيفات البشرية وفيها يراعى تأثير المناخ على حياة الانسان ونشاطه. وفى هذا المجال وضعت معايير مختلفة لحساب الحدود التى يبدأ الانسان عندها يشعر بالراحة أو بالضيق على أساس الربط بين درجة الحرارة ورطوبة الهواء. وهذا النوع من التقسيمات لا تستخدم عادة إلا عند تحليل المناخ فى مناطق معينة وليس على نطاق العالم ومثال ذلك تقسيم تيرجونج Terjung لمناخ الولايات المتحدة الأمريكية ١٩٦٦.

ثالثا: الأساليب التجريبية

وهذه ترتبط بقياسات وملاحظات الملامح أو العناصر، ويكون التركيز فيها على استعمال المعدلات المناخية العادية المقاسة. والهدف من أسلوب التصنيف التجريبى هو تحديد مجموعة من الأقاليم ذات الملامح (العناصر) المحددة كمياً، والتى تصف المناخ العام بدون تركيز على أى مجال تطبيقى بعينه، وبغض النظر عن العوامل المسببة للمناخ. وتعد أكثر العوامل استخداماً فيه درجة الحرارة والتساقط (المطر). أو تنويعات مختلفة بينهما كالتبخر/ نتح مثلاً أو الرطوبة الأرضية. ولهذا النوع من التصنيف تاريخه الممتد، والتعبيرات المرتبطة به أو الأسماء المعطاه لبعض أنواع الأقاليم مثل «مناخ البحر المتوسط» أو «المناخ القارى الرطب» أصبحت شائعة الاستعمال كما أنها تشير بشكل محدد إلى ظروف مناخية معينة. ومهما يمكن من أمر فإن مكمن القوة فى هذا الأسلوب هو فى الطريقة الدقيقة والمحددة التى يمكن عبرها نقل كمية هائلة من المعلومات. يضاف إلى هذا أنه يسمح باقرار حدود اقليمية واضحة المعالم إلى حد كبير.

والتصنيفات التجريبية تستخدم بيانات مركزية، كالمتوسطات الشهرية لدرجات الحرارة مثلاً أو كميات الأمطار الكلية الشهرية، كمعلومات أساسية. وعلى هذا فإن هذه الطرق لا تتعامل مع دور المناخ كمجموعة كبيرة من الأحداث الجوية المنفصلة. إلى جانب هذا فإن المناخ هنا ينحصر فى عاملين أو ثلاثة مما يعنى أن هناك مدى واسع من الظواهر المناخية لا تدخل فى

لحسبان. ومثال هذا الأسلوب للتقسيم تصنيف كوبن والتقسيمات المشتقة منه مثل تصنيف تريوارثا Trewartha، والمهم في هذه التصنيفات هو أن تتضمن أنواعا أو أنماطا مناخية متشابهة في ظروفها البيئية المرتبطة بالمناخ دون الاهتمام كثيراً بالعوامل التي تدخل في تشكيل مناخها نفسه. ويطلق على هذا الأسلوب في بعض الأحيان اسم التصنيفات المناخية العقلانية التي تستخدم فاقد التربة من التبخر /والنتح الممكن ليعبر بصورة عامة عن الاحتياجات المائية للنبات. وأهم التصنيفات التي تتبع هذا الأسلوب تصنيف ثورنثويت ١٩٣١، ١٩٤٨، ١٩٥٥.

وينبغي أن ينظر إلى كل من الأساليب الأصولية والحيوية والتجريبية كمكمل للآخر. وعلى الرغم من أن الأقاليم التي يتم تحديدها باستخدام كل من هذه التصنيفات قد لا تتطابق، إلا أنها – حين تستخدم –تعطي وصفاً كمياً للظروف المتوسطة الخاصة بعناصر جوية بعينها، وكذلك الاختلافات عن القيم المتوسطة التي يمكن أن تصادف، ولتتابع الأحداث الجوية التي يمكن أن تحدث كذلك. وجدير بالذكر أن التصنيفات المناخية التي أشرنا إليها ماهي إلا أمثلة قليلة للعديد من التصنيفات التي وضعت لخدمة أغراض متباينة. ويلاحظ أن بعض التصنيفات تصلح أكثر من غيرها لتحليل ظواهر الارتباط المكاني بينما البعض الآخر ذو طبيعة وصفية. وتعتمد أغلب التصنيفات الحديثة على الجمع بين عنصرين مناخيين أو أكثر، مع ادخال بعض العناصر والحالات المناخية المميزة مثل الضباب والتطرف الحراري وزيادة الرطوبة.

وهناك، كما ذكرنا، تصنيفات متعددة للمناخ بعضها يعتمد على المناخ والنبات، والبعض الآخر يعتمد على عناصر المناخ ومعدلاتها الشهرية أو الفصلية. وفيما يلي عرض لأهم التصنيفات المناخية دون أن نخوض في تفاصيلها إلا بالقدر الذي تحتاج إليه دراستنا.

الأسلوب الأصولي في التصنيف المناخي

تقوم التصنيفات المناخية الأصولية، كما ذكرنا، على أساس العوامل المتحكمة في إيجاد الأنواع المناخية، وبخاصة الضغوط الجوية والكتل الهوائية. كما أن العناصر المناخية الأخرى مثل الحرارة والرطوبة النسبية قد نالت اهتمام الكثيرين من مصنفي المناخ. وكان لدرجة القرب والبعد عن البحر، والموقع الفلكي دور كبير في إبراز التباين المناخي بين منطقة وأخرى. وفيما يلي عرض مبسط لأهم أنواع التصنيفات المناخية الأصولية.

تصنيف سوبان Supan

ظهر وضع سوبان هذا التصنيف في عام ١٨٧٩م، ومن أهم مايتصف به هو اعتماده على درجات حرارة ذات أهمية بارزة في تقسيم سطح كوكب الأرض إلى ثلاثة نطاقات مناخية رئيسية هي:

أ- النطاق الحار، وفيه يكون المتوسط السنوي لدرجة الحرارة أكثر من ٢٠°م، ويمتد هذا النطاق إلى منطقة تتعدى في حدودها المدارين.

ب- النطاق القطبي البارد، وفيه تكون درجة الحرارة في أحر شهور السنة أقل من ١٠°م. وفي النصف الشمالي من كوكب الأرض يمتد هذا النطاق إلى الشمال من الدائرة القطبية الشمالية فوق القارات، وإلى الجنوب منها فوق المحيطات.

جـ- النطاق المعتدل، ويتمثل هذا النطاق في المنطقة الواقعة بين النطاق الحار والنطاق القطبي.

ولقد قسم سوبان تلك النطاقات المناخية إلى أقاليم مناخية غير متكررة استناداً إلى الموقع الجغرافي، بمعنى أنه ليس هناك نوع مناخي يوجد في أكثر من منطقة. فمثلاً لم يعد سوبان مناخ البحر المتوسط الذي يوجد في قارات مختلفة تحت الاسم نفسه مناخاً واحداً، بل عد جنوب أفريقيا إقليمياً مناخياً مستقلاً عن وسط شيلي وعن جنوب غرب استراليا. لذلك فقد وجه البعض نقداً بأن ماقدمه سوبان ليس تصنيفا مناخياً، وإنما هو عبارة عن تعريف للصفات المناخية في جهات العالم المختلفة وبالرغم من ذلك فإنه وحسب تصنيف سوبان يصل عدد الأقاليم المناخية في العالم إلى خمسة وثلاثين إقليماً.

تصنيف رافنشتين Ravenstein

وضع رافنشتين هذا التصنيف عام ١٩٠٠ الذي يستند إلى علاقات خاصة بين الظروف الحرارية والرطوبة النسبية، وذلك على النحو التالي:

١- الأقاليم الحرارية:

وتشمل أربعة أقاليم حرارية هي:

أ- مناخ حار: درجة الحرارة فيه أكثر من ٣٠ °م.

ب- مناخ دافيء: درجة الحرارة فيه بين٣٠-١٥°م.

جـ- مناخ مائل للبرودة: درجة الحرارة فيه بين ١٥ - صفر°م.

د- مناخ بارد: درجة الحرارة فيه أقل من صفر°م.

٢- أقاليم الرطوبة:

وتشمل على أربعة أقاليم للرطوبة هي:

أ- مناخ مرتفع الرطوبة: درجة الرطوبة فيه أكثر من ٨٠٪.

ب- مناخ رطب نوعاً ما: درجة الرطوبة فيه بين٨٠ - ٦٥٪.

جـ- مناخ متوسط الرطوبة (جاف نوعاً): درجة الرطوبة فيه بين ٦٥-٥٠٪.

د- مناخ منخفض الرطوبة: درجة الرطوبة فيه أقل من ٥٠٪.

ومن خلال تطبيق هذا التصنيف يتضح أن هناك ستة عشر إقليماً مناخياً متميزاً. ومما لاشك فيه أن لدرجة الحرارة والرطوبة النسبية تأثيراً هاماً على الإنسان وأنشطته المختلفة، إذ أن هذين العنصرين يعطيان خصائص متميزة لمناخ أية منطقة. فإذا ماتوافقت حرارة مرتفعة مع نسبة عالية من الرطوبة فيصبح المناخ رطباً ومرهقاً، أما في الحالة التي تنخفض فيها درجة الحرارة إلى حدود دنيا ويصاحبها أيضا إنخفاض في الرطوبة النسبية فيتصف المناخ حينئذ بأنه من النوع الحاد المتطرف.

تصنيف جرزنسكي Gorczynski

يستند تصنيف جرزنسكي الذى صدر عام ١٩٢٠ إلى درجة القارية، ولذا فهو أول التصنيفات المناخية التى أبرزت عنصر القارية كأساس فى معرفة نوع المناخ.

وحيث أن درجة القارية فى أى مكان ترتبط ارتباطاً وثيقا بدرجة الحرارة فيه، ونتيجة لتباين درجة الحرارة مابين المناطق القريبة من، والبعيدة عن البحر وتبعاً لتباين مظهر تضاريس سطح الأرض؛ لذا فإن المناخ القارى يوجد فى المناطق التى يكون فيها تأثير البحر قليلا أو معدوماً.

وهناك عدة طرق يمكن بوساطتها حساب درجة القارية يعتمد معظمها على المدى السنوى لدرجة الحرارة كمقياس للقارية بينما يعتمد بعضها الآخر على المدى السنوى لكمية الإشعاع. ويعتمد تقدير درجة القارية على خصيصة رئيسة؛ وهى أن أشهر الربيع فى المناخات البحرية تكون أكثر برودة من أشهر الخريف، ولذا فتحسب درجة القارية اعتمادا على الفرق بين متوسط حرارة شهر أكتوبر وشهر إبريل، بجانب اعتماده أيضاً على المدى السنوى لدرجة الحرارة، كما فى المعادلة الآتية:

$$\text{(درجة القارية} = 100 \; \frac{\text{(متوسط حرارة أكتوبر – متوسط حرارة إبريل)}}{\text{المدى السنوى للحرارة}} \;)$$

وقد اعتمد جرزنسكى فى حساب درجة القارية على معادلة أدخل فيها المدى السنوى مابين متوسط درجة الحرارة العظمى لأحر شهور السنة ومتوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة، وذلك إلى جانب تركيزه على درجة العرض.

$$\text{(درجة القارية} = \frac{1.3 \times \text{المدى السنوى لدرجة الحرارة}}{\text{جيب درجة العرض}} - 36.3 \;)$$

وعموما كلما ازدادت قيمة معامل القارية ازدادت قارية المنطقة والعكس بالعكس. وفى ضوء قيم القارية وضع جرزنسكى تصنيفاً حدد على أساسه أنماط المناخ المقترنة بدرجة معينة من القارية حيث نتج لديه خمسة أنماط مناخية، كل نمط يتميز بدرجات مختلفة من القارية، كمايلى:

درجة القارية	النمط المناخي
أقل من ٣٠ ٪	بحرى
من ٣٠ – ٤٠	شبه بحرى
من ٤٠ – ٥٠	شبه قارى
من ٥٠ – ٦٠	قـــارى
أكثر من ٦٠ ٪	قارى جدا

ومهما يكن من أمر فإنه إذا كانت القارية هي الأساس في تصنيف جرزنسكي فإن متوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة كان لها دور هام في تصنيفه، إذ على أساسها يمكن معرفة درجة تطرف المناخ وخاصة في الشتاء نحو البرودة أو الاعتدال، وهذا ماتوضحه البيانات التالية لدرجات الحرارة الشتوية مع نوعيات متمايزة من المناخ:

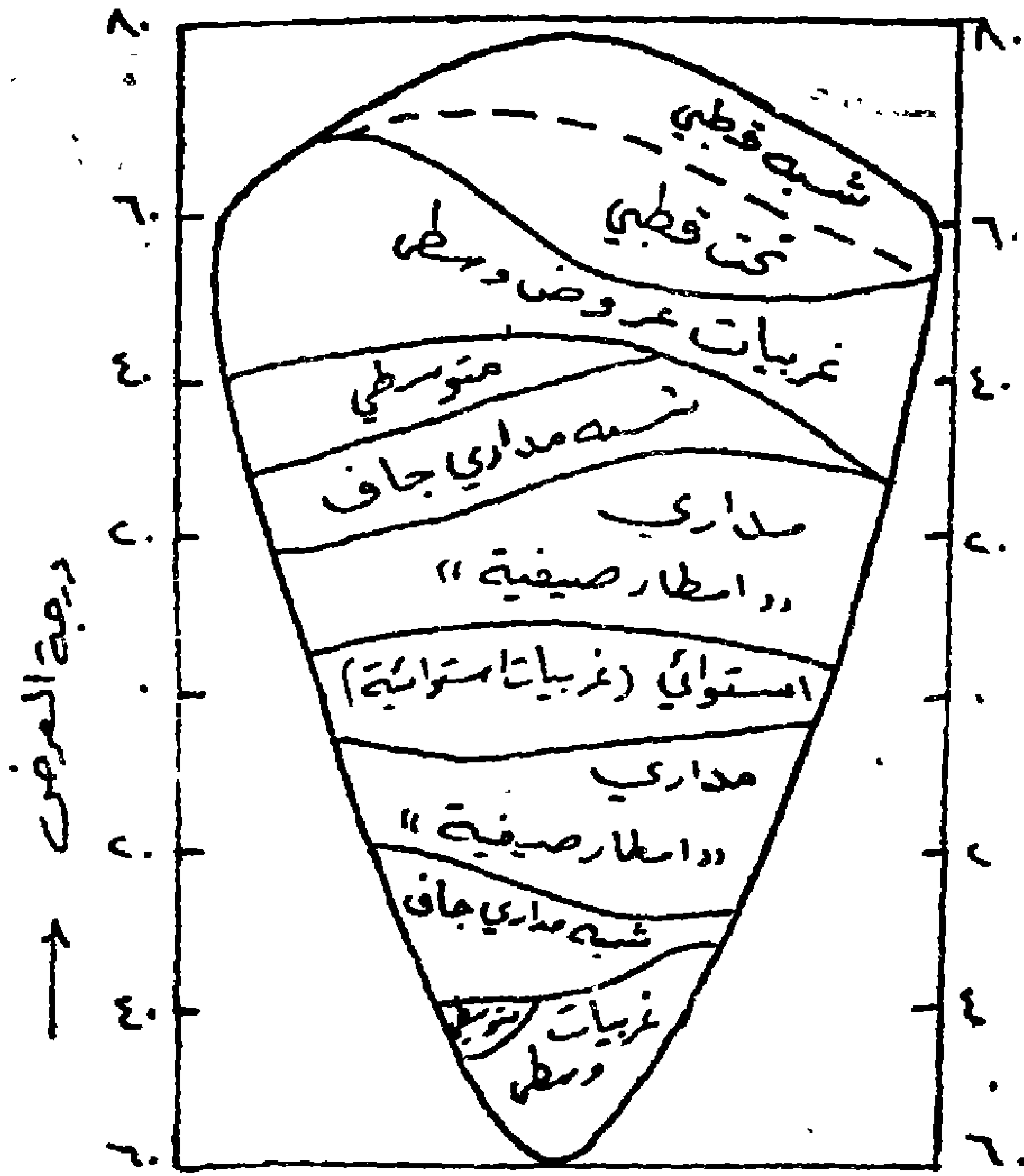
متوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة (م°)	نوع المناخ
أكثر من ١١°م	مناخ ذو شتاء حار
من ٧ – ١١°م	مناخ ذو شتاء دافيء
من ٧ – ٣°م	مناخ ذو شتاء معتدل
من ٣ إلى – ١°م	مناخ ذو شتاء مائل للبرودة
من ١ إلى – ٣°م	مناخ ذو شتاء بارد
أقل من – ٣°م	مناخ ذو شتاء بارد جدا

وبينما تعكس درجة القارية عامل القرب أو البعد عن البحر، وكذلك درجة التباين في مظهر سطح الأرض، فإن درجة الحرارة الشتوية تعكس لنا درجة التطرف الحراري، ومالهذا التطرف الحراري من آثار متنوعة في الإنسان وأنشطته المختلفة. وعموماً فإن تصنيف «جرزنسكي» يمدنا بحدود تقريبية من حيث اعتماده على عنصر القارية فقط، والذي ارتكز على عنصر الحرارة ودرجة العرض، مستثنياً عناصر المناخ الأخرى كافة. ولهذا فإن هذا التصنيف يصلح أساساً لمعرفة قارية منطقة ما ودرجة تأثير البحر عليها، أكثر مما يصلح لمعرفة نوع مناخ، وظروف هذه المنطقة، ومدى قدرة الإنسان على التجاوب مع هذه الظروف الجوية. وهناك تصنيفات أخرى للقارية مثل تصنيف ديبراش ١٩٥٩، ولكن يبقى تصنيف «جرزنسكي» هو أكثر التصنيفات القائمة على القارية شيوعاً واستعمالاً في معظم الدراسات المناخية في العالم.

تصنيف فلوهن H.Flohn

لما كانت الأسس الأصولية في التصنيف تعطي اقاليما مناخية على نطاق كبير وذلك بالاعتماد على العناصر التي تخلق مثل هذه الأقاليم. وبما أن الدورة الجوية العامة من أبرز العوامل المتحكمة في ذلك، لذا نجد أن علماء كثيرين إهتموا بها وركزوا عليها. ويعد فلوهن من أبرز مصنفي المناخ على أساس أصولي، فهو يركز على أهم العوامل المسيطرة والمحركة لمظاهر الجو كله وهو الضغط الجوي الذي يعد أهم عنصر في نظره، والرياح التي لاتعدو سوى مظهر من مظاهر تغيير الضغط الجوي وشدته. ويترتب على ذلك تباينات كبيرة في المطر والحرارة في مناطق العالم المختلفة. ونتيجة لذلك فقد قسم «فلوهن» العالم إلى سبعة نطاقات مناخية رئيسية استناداً إلى أحزمة الضغط الجوي والرياح، والشكل (١–٧) يوضح توزيع أقاليم

فلوهن المناخية على قارة افتراضية. وفيما يلى عرض موجز للنطاقات المناخية الجوية التى وضعها فلوهن لسطح كوكب الأرض وهى:



(شكل رقم ١-٧) أقاليم فلوهن المناخية على قارة افتراضية

١- النطاق المدارى الداخلى (الاستوائى): ويسود فيه الضغط الجوى المنخفض الاستوائى لفترة تزيد على ثمانية أشهر، كما أن الرياح السائدة فيه هى رياح غربية استوائية وهدوء استوائى، وتسقط الأمطار طوال العام وبكميات سنوية كبيرة.

٢- النطاق المدارى الخارجى (الأطراف المدارية): الضغط الجوى السائد هو المنخفض الاستوائى بالتناول مع مؤثرات الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى. ولذا فإن الرياح تكون غربية استوائية فى الصيف. وتجارية فى الشتاء مع سقوط أمطار صيفية.

٣- النطاق شبه المدارى الجاف: الضغط الجوى المسيطر هو الضغط المرتفع شبه المدارى، والرياح تجارية صيفاً وشتاءً، والجفاف صفة مميزة لكل فصول السنة.

٤- النطاق شبه المدارى ذو الأمطار الشتوية: فى الصيف يسود الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى، وفى الشتاء تسيطر ضغوط جوية منخفضة متنقلة تسبب سقوط الأمطار، أما الرياح فتكون تجارية صيفاً، وغربية (عروض وسطى) شتاء.

٥- النطاق المعتدل الرطب: وتسود فى هذا النطاق الرياح الغربية للعروض الوسطى، وتسقط الأمطار فى كل الفصول.

٦- النطاق دون القطبى وشبه القطبى: ويسود فيه الضغط الجوى المرتفع القطبى من جهة، والضغط الجوى المنخفض شبه القطبى من جهة أخرى. ولذا فإن الرياح تكون غربية معتدلة فى الصيف، وشرقية قطبية فى الشتاء. والأمطار تكون صيفية، فى حين يسقط الثلج فى الشتاء فى الأجزاء الجنوبية من النطاق باتجاه خط الاستواء. وبوجه عام فإن المطر يكون قليلاً فى كل الفصول فى الأجزاء القريبة من القطبين.

٧- النطاق القطبى: ويسود به الضغط الجوى المرتفع القطبى، والرياح شرقية قطبية فى الصيف والشتاء، والمطر نادر. وهذا النطاق عبارة عن صحراء جليدية (تندرا).

وتجدر الإشارة إلى أن النوع دون القطبى يقتصر وجوده على النصف الشمالى لكوكب الأرض، كما أن النوع شبه المدارى يقتصر وجوده أيضاً على السواحل الغربية للقارات.

ومهما يكن من أمر فإنه مما تقدم نجد أن تصنيف فلوهن من البساطة والعمومية بحيث لايمكن الاعتماد عليه فى تقسيم العالم إلى نطاقات مناخية وذلك لإهماله عناصر أساسية فى المناخ، وإغفاله أيضا للجوانب الحيوية التى يلعب المناخ فيها دوراً بارزاً. فالحرارة والمطر، والتبخر، والرطوبة الجوية تشكل عناصر غاية فى الأهمية فى نظر الجغرافيين والمهتمين بالبيئة، ولذلك فإن إهمال هذه العناصر من قبل فلوهن جعل الكثير من الجغرافيين وعلماء البيئة يعزفون عن إستخدام هذا التصنيف، ذلك أن الضغط الجوى ماهو إلا صورة من صور التباين الحرارى الفصلى، كما أن الرياح يتحكم فيها توزيع الضغط الجوى وشدته. ورغم التسليم بأهمية الضغط الجوى والرياح فى الدراسة الإقليمية المناخية للعالم فإن دورهما ليس بالقدر الذى يكون سببا فى إهمال عناصر أساسية للمناخ فى مثل هذه الدراسة. ويمكن أن نعد تصنيف فلوهن، بعد كل ذلك، تصنيفاً ميتيورولوجياً أكثر منه تصنيفاً جغرافياً مناخياً، إلا أنه يأتى فى مقدمة التصنيفات المناخية التى أبرزت عنصرى الضغط الجوى والرياح كأسس فى التصنيف المناخى.

تصنيف شترايلر Strahler

قدم شترايلر عام ١٩٦٩ تصنيفا أكثر بساطة من تصنيف فلوهن، وأن اعتمد تقريباً على العناصر نفسها. حيث قسم شترايلر العالم إلى ثلاثة نطاقات مناخية رئيسة، هى:

١- نطاق العروض المنخفضة: وتسيطر عليه الكتل الهوائية المدارية والاستوائية.

٢- نطاق العروض المعتدلة: وتسود فيه الكتل الهوائية القطبية والمدارية.

٣- نطاق العروض العليا: وتتحكم فيه كتل الهواء القطبية وشبه القطبية.

وقسم شترايلر هذه النطاقات الثلاثة إلى خمسة عشر اقليماً مناخياً بما فيه مناخ الجبال (شكل رقم ٢-٧).

(شكل رقم ٢-٧) أقاليم شتريلر المناخية

الأسلوب الحيوي في التصنيف المناخي

يعد الإهتمام بالجانب الحيوى من خلال إبراز أهمية وتأثير العناصر المناخية فى أشكال الحياة المختلفة هو أهم أوجه الإختلاف بين كل من التصنيفات المناخية الأصولية والحيوية. ولما كانت العناصر المناخية تعمل بشكل متداخل ومتضافر مع بعضها فإن معظم علماء المناخ المهتمين بتصنيف المناخ قد انطلقوا من النبات الذى يعد خير مؤشر لتفاعل تلك العناصر ومدى قدرتها فى التأثير، موضحين ذلك فى مؤشرات لفاعلية الحرارة، وفاعلية المطر (مؤشر الجفاف)، كما ذكرنا سابقا. وفيما يلى عرض مبسط لبعض التصنيفات المناخية الحيوية.

تصنيف دومارتون E.DeMartonne

اعتمد الجغرافى الفرنسى دومارتون فى تصنيفه سنة ١٩٢٥ على تقدير مؤشر الجفاف، وذلك استناداً إلى المتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة والمطر. ويرى «ديمارتون» أن مؤشر الجفاف فى أى منطقة يمكن حسابها من العلاقة الآتية:

$$(ق = \frac{م}{ح + ١٠})$$

حيث: ق = مؤشر الجفاف، م = كمية الأمطار السنوية (ملم)، ح = متوسط درجة الحرارة السنوية (م°)، ١٠ = معدل ثابت

وعلى أساس قيمة (ق) اقترح دومارتون الحدود الآتية للأقاليم المناخية:

قيمة (ق)	نوع المناخ	النوع النباتي السائد
أقل من ٥	مناخ جاف	صحراء
من ٥ إلى ١٠	مناخ شبه جاف	أعشاب فقيرة
من ١٠ – ٢٠	مناخ شبه رطب	استبس
من ٢٠ – ٣٠	مناخ رطب	حشائش غنية مختلطة بالأشجار
أكثر من ٣٠	مناخ رطب جدا	غابات

ويلاحظ أن معادلة دومارتون يمكن استخدامها لمعرفة مؤشر الجفاف (القيمة الفعلية للأمطار) لأى شهر من الشهور، وفى هذه الحالة يجب استخدام المتوسط الشهرى لكل من المطر والحرارة وضرب الناتج فى العدد (١٢) حتى يمكن معرفة درجة الجفاف فى هذا الشهر لكى يمكن مقارنتها بالحدود السابقة:

$$أى (ق = \frac{م}{ح + ١٠} \times ١٢)$$

تصنيف كوبن W.Koppen

اتجه كوبن نحو وضع تصنيف مناخى يعتمد على أسس احصائية بحيث يمكن لأى باحث استخدام هذه الأسس الاحصائية فى أى منطقة من العالم. وفى وضع حدود أقاليمه المناخية كان

كوبن يهتدى دائما بحدود الأقاليم النباتية محاولاً الوصول إلى القيم الحرارية وكميات المطر التي توجد عند مناطق الحدود بين نوع نباتى وآخر. وقد تسبب هذا الاتجاه فى وقوع كوبن فى أخطاء شديدة ظل يعانى منها تصنيفه ومازال، ذلك أن خرائط النبات التى كانت فى حوزة كوبن فى ذلك الحين لم تكن دقيقة أو نهائية، ثم أنه كانت توجد عدة خرائط نباتية، وقد اختار لنفسه أن يستخدم أحداها وهى الخريطة التى رسمها ديكاندول عام ١٨٧٤ والتى يعدها البعض أنها ليست أحسن خريطة كان يمكن لكوبن استخدامها.

وبوجه عام فان فلاديمير كوبن يعد من أشهر وأضعى التصنيفات المناخية وأمهم، ومازال تصنيفه معتمداً فى معظم كتب المناخ والدراسات المناخية والبيئية. ولقد بقى كوبن يعمل فى تحسين تصنيفه وتعديله فترة طويلة من الزمن تزيد على نصف قرن. وقد كانت محاولته الأولى لتقسيم العالم إلى أقالم ناخية فى عام ١٨٨٤ تعتمد اعتماداً كلياً على عنصر الحرارة وحده، على أساس أن جهات العالم المختلفة تتميز بصفات حرارية متميزة. وفى عام ١٩٠٠ عدل تقسيمه الحرارى محاولاً الجمع بين عنصرى المطر والحرارة. وقد ظهر تصنيفه فى ذلك الحين فى صورة متواضعة قسم فيها العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية أعطاها أسماء موازية لأسماء الأقاليم النباتية التى وضعها ديكاندول.

١- إقليم النباتات المدارية الحارة: ويتفق مع النباتات التى تحتاج إلى حرارة مرتفعة باستمرار وزمطار غزيرة دائمة، حيث تسود تبعا لذلك الغابات الاستوائية الكثيفة والموسمية.

٢- إقليم النباتات الجافة: رنباتاته من النوع المحتمل للجفاف والذى يتطلب حرارة مرتفعة فى فصل واحد على الأقل، ومن أنواعه النباتية ماينتشر فى أقاليم الحشائش والمناطق الصحراوية، مثل النخيل والسنط والتين الشوكي.

٣- إقليم النبات المعتدلة : وتنمو هذه النباتات بصفة عامة بين دائرتى عرض ٢٢-٤٥° فى نصفى كوكب الأرض، وحيث الحرارة معتدلة وكمية المطر متوسطة.

٤- إقليم النباتات الباردة: اذ تستطيع هذه النباتات الحياة فى المناخ البارد، حيث تحتاج إلى حرارة منخفضة، ويمكن لهذه النباتات مقاومة برودة الشتاء، ومن الضرورى وجود فصل دافىء تسقط خلاله كمية مناسبة من الأمطار. وتمثل هذه النباتات الغابات الصنوبرية والنفضية.

٥- إقليم النباتات القطبية: والنباتات السائدة عبارة عن نباتات عشبية، ولايوجد أى نوع من أنواع الأشجار بسبب البرودة الشديدة التى لاتلائم نمو الأشجار.

وبعد مضى ثمانية عشر عاماً على هذا التقسيم قام كوبن بمحاولة أخرى لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية عن طريق الجمع بين عنصرى المطر والحرارة، أعقب ذلك تعديلا طفيفاً فى تقسيمه. وفى عام ١٩٢٨ نشر خريطة لأقاليم العالم المناخية .وأخيراً ظهر تصنيف كوبن فى ثوبه الأخير سنة ١٩٣٦ بالإشتراك مع رودلف جيجر R.Geiger. وهكذا أخذ تصنيف كوبن يحتل مكانة هامة بين الجغرافيين بخاصة فى ألمانيا والولايات المتحدة .وفى آخر صورة للتصنيف مازال يشمل خمسة أقاليم مناخية رئيسية متوافقة مع خمسة أقاليم نباتية. ولقد أعطى

كوبن رموزاً لأقاليمه الرئيسية مستخدماً الحروف الأبجدية الانجليزية (حرفاً كبيراً). وقد قسم الأقاليم الرئيسية على أساس التباين الحرارى إلى أقاليم ثانوية اعتماد على التوزيع الفصلى للمطر من جهة وتوزيع درجة الحرارة الفصلى من جهة أخرى - معبراً عنها بحروف انجليزية صغيرة.

وفيما يلى عرض لأهم العناصر المستخدمة كأسس في تصنيف كوبن ودرجات تصنيفه:

درجة الحرارة:

اعتمد كوبن فى تحديده للأقاليم المناخية الرئيسية فى العالم على المتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة، بالإضافة إلى النوع النباتى السائد، مع أخذ عنصر المطر فى الحسبان فى تقسيماته الثانوية. ولقد قسم كوبن العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية هى:

أ- **الأقليم الأول (A)؛ وهوالإقليم المناخي المداري المطير**، والذى يتفق مع تلك المجموعة النباتية التى وجد كوبن أنها لاتنمو جيداً إلا في المناطق مرتفعة الحرارة وكثيرة الأمطار، والخالية من التطرف الحرارى حيث لايوجد بها فصل بارد. ويتحدد هذا الإقليم المناخى بالمناطق التى لاتهبط فيها درجة الحرارة فى أبرز شهور السنة عن ١٨°م، ذلك أن إنخفاض الحرارة عن الدرجة السابق ذكرها يسبب أضراراً كثيرة للنباتات المدارية، كما أنه من الضرورى أن لاتقل كمية المطر فى أى شهر من شهور السنة عن ٦٠ ملم.

ب- **الأقليم الثاني (B)؛ وهو إقليم المناخ الجاف وشبه الجفاف**، وتتميز نباتاته بتحملها للجفاف والحرارة المرتفعة. ويوجد هذا النوع المناخى فى المناطق التى يكون فيها التبخر أكبر من كمية المطر الساقطة. وتكون فيه كمية المطر قليلة والحرارة مرتفعة وكمية التبخر كبيرة. ولاشك أن هناك تبايناً فى صفات المناخ ودرجة الحياة النباتية تبعاً لفصل لسقوط المطر فى هذا الإقليم.

جـ- **الأقليم الثالث (C)؛ إقليم المناخ المعتدل**، وينتشر هذا المناخ فى المناطق ذات الحرارة المعتدلة شتاء، حيث متوسط الحرارة فى أبرز شهور السنة ينخفض إلى أقل من ١٨°م ولكنه لايصل إلى أقل من - ٣°م. وتتطابق هذه القيمة (-٣م°) بصورة نظرية مع الحد الشمالي لهذا المناخ حيث تبدأ الأراضى المتجمدة بالظهور. ويستمر غطاء الثلج فترة تقارب الشهر أو أكثر فى بعض الأجزاء المرتفعة.

د- **الأقليم لرابع (D)؛ وهوإقليم المناخ البارد**، حيث تسود هنا النباتات الغابية الباردة. ومن خصائص هذا النوع المناخى أن متوسط درجة الحرارة فى أبرد شهور السنة تكون أقل من - ٣°م بينما يزيد على ١٠° فى أحر الشهور. ويتطابق الحد الحرارى (١٠°) لأحر شهور السنة مع حد الغابات الشمالى. ويتميز هذا الاقليم بالأرض المتجمدة وغطاء الثلج الذى يستمر لعدة شهور فى السنة.

هـ- **الأقليم الخامس (E)؛ وهو المناخ القطبي**، ويوجد فى أقصى الشمال والجنوب من كوكب الأرض، حيث درجة الحرارة لاتزيد فى أخر شهور السنة على ١٠°م. والانخفاض

الحرارى هنا لايلائم قيام أية حياة نباتية اقتصادية، ونباتاته عبارة عن بعض الأعشاب القصيرة والطحالب (نباتات قطبية)، ويتجمد سطح الأرض فى هذا الإقليم لفترة طويلة من السنة.

بالإضافة إلى الصفات المناخية التى تدل عليها الرموز التى ذكرناها، لاحظ كوبن أن بعض أنواع المناخ لها صفات بارزة، ولكن لاتشملها هذه الرموز، ولذلك استخدم رموزاً أخرى إضافية لتوضيح هذه الصفات، وهى: -

h – مناخ جاف شديد الحرارة، i – مناخ مداه الحرارى السنوى أقل من ٥ °م، s – فصل صيف جاف، g – نوع المناخ المدارى الرطب، حيث يأتى الشهر الحار قبل الانقلاب الصيفى، والفصل المطير هو الصيف، x – أمطار عظمى فى أواخر الربيع أو أوائل الصيف، جفاف فى آخر الصيف، w – أمطار عظمى فى الخريف، m – نوع مناخى موسمى.

والشكل التالى (شكل: ٣-٧) يوضح الأقاليم المناخية الرئيسة على قارة افتراضية

الأنواع الرئيسية للمناخ وتقسيماتها الفرعية

١- أنواع المناخ المداري المطير (A):

Af. – مناخ مدارى ممطر طوال العام؛ لاتهبط كمية المطر فى الأشهر الجافة عن ٦٠ ملم، والحرارة مرتفعة طوال العام، Aw – مناخ مدارى رطب به فصل طويل واضح الجفاف فى الشتاء؛ حيث يمكن أن تنخفض كمية المطر دون ٦٠ ملم فى شهر أو أكثر من شهور السنة. Am – مناخ مدارى رطب له نظام موسمى، ويكون وسطى بين نوع (Af)، (Aw) حيث أنه يشابه النوع الأول فى كمية المطر، وكما يشبه النوع الثانى فى توزيع المطر الفصلى.

ويمكن أن نميز المناخ (Am) عن المناخ (Aw) من المعادلة الآتية:

$$\text{(كمية المطر الساقطة فى أجف شهور السنة = ٣,٩٤ – } \frac{\text{كمية المطر السنوية (بوصة)}}{\text{٢٥}}\text{)}$$

فإذا كانت كمية المطر فى الشهر الجاف أقل من ناتج المعادلة فالمناخ يكون موسمياً (Am)، وإلا فهو من نوع مناخ السافانا (Aw).

٢- أنواع المناخ الجاف وشبه الجاف (B):

BSh. – مناخ شبه جاف حار، نوع العروض المنخفضة. BSk – مناخ شبه جاف بارد، نوع العروض المتوسطة. BWh – مناخ جاف حار، نوع العروض الدنيا. BWh. – مناخ جاف بارد، نوع العروض الوسطى. BWh، BSn – مناخات تتواجد عادة على طول الأراضى الساحلية الموازية للتيارات المحيطية الباردة.

٣- أنواع المناخ المعتدل (C):

Cfa. – مناخ معتدل ممطر طوال العام، حار صيفاً. Cfb – مناخ معتدل ممطر طوال العام، دافىء صيفاً. Cfc – مناخ معتدل ممطر طوال العام، مائل للبرودة صيفاً. Cwa – مناخ معتدل جاف شتاء، حار صيفاً. Cwa – مناخ معتدل جاف شتاء، حار صيفاً. Cwb – مناخ معتدل

(شكل رقم ٢-٧)

أقاليم كوبن المناخية على قارة افتراضية

شتاء، دافيء صيفاً. Csa– مناخ معتدل جاف صيفاً، حار صيفاً. Csb– مناخ معتدل جاف صيفاً، دافيء صيفاً.

٤- أنواع المناخ البارد (D):

Dfa– مناخ بارد ممطر طوال العام، حار صيفاً. Dfb– مناخ بارد ممطر طوال العام، دافيء صيفاً. Dfc– مناخ بارد ممطر طوال العام، مائل للبرودة صيفاً. Dfd– مناخ بارد ممطر طوال العام، بارد صيفاً. Dwa– مناخ بارد جاف شتاء، حار صيفاً. Dwb– مناخ بارد جاف شتاء، دافيء صيفاً. Dwc– مناخ بارد جاف صيفاً، مائل للبرودة صيفاً. Dwd– مناخ بارد جاف شتاء، بارد صيفاً.

٥- أنواع المناخ القطبي (E):

ET – مناخ التندرا؛ فصل النمو قصير، متوسط درجة الحرارة في كل الشهور يكون أقل من ١٠°م ولكنه أكبر من الصفر.

EF – مناخ الصقيع الدائم؛ متوسط درجة الحرارة في كل الشهور أقل من الصفر، ويسود هذا المناخ في المناطق التي تغطيها قبعات ثلجية دائمة.

EH – وهو المناخ القطبي الناتج عن الإرتفاع الكبير عن سطح البحر في العروض الوسطى والدنيا.

عيوب ومزايا التصنيف كوبن:

من أهم ما يؤخذ على تصنيف كوبن أن أقاليمه عامة، فمن ناحية الحرارة مثلاً نجده يضع المناخ (c) حداً من ناحية خط الأستواء هو خط الحرارة المتساوى ١٨°م لأبرد شهور السنة، ومن ناحية القطب خط الحرارة المتساوى – ٣°م لأبرد شهور السنة أيضا، وبذلك يمتد إقليم واحد من أقاليم كوبن في نطاق يصل مداه الحرارى إلى ٢١°م. ومن ناحية المطر يحتوى التصنيف على ثلاث فئات فقط (رطب وشبه جاف وجاف). كذلك من ناحية الحرارة والمطر يعتمد التصنيف على المتوسطات السنوية لذلك نجده يجمع مناطق مختلفة في مناخها في إقليم واحد، فمثلاً جزيرتا نيوزيلاندة تنتميان إلى إقليم مناخي واحد رغم الإختلاف الكبير في الظروف المناخية بين الجزيرة الشمالية والجنوبية. ومن أكبر عيوب تصنيف كوبن أنه يمدنا بحدود مناخية ولاتوجد لدينا معلومات عن الظروف المناخية داخل كل إقليم على جانبي هذه الحدود، فنحن نعرف مثلاً أن الحد بين الإقليم المدارى والإقليم المعتدل هو خط الحرارى المتساوى ١٨°م في أبرد الشهور ولكننا لانعرف ماهي درجات الحرارة في الإقليم المدارى أوماهي درجات الحرارة في الإقليم المعتدل. كذلك يؤخذ على كوبن أنه استخدم تصنيفه للمناطق المنخفضة ولم يحاول تطبيقه في مناطق الجبال.

ولكن من مميزات تصنيف كوبن أنه يعطى رموزاً للحرارة والمطر يسهل تذكرها واستخدامها، لذلك فهو من أكثر التصنيفات استخداماً في معظم العالم (شكل: ٤–٧)، كما أنه يسهل فهم التصنيف وتتبعه ومعرفة الأسس التي يقوم عليها، وهذا مايساعد على تطبيقه بدون صعوبة تذكر.

(شكل رقم ٤-٧): الأقاليم المناخية في العالم حسب تصنيف كوبن

تصنيف ملر A.A.Miller:

أقترح أوستن ملر تصنيفاً للمناخ عام ١٩٣١ لايختلف فى أسسه العامة عن التقسيم الذى اقترحه دومارتون إلا أنه يمتاز عنه بإبراز العلاقة بين تنوع المناخ وتوزيع النباتات على سطح الأرض وذلك على أساس طول الفصل الدافىء الذى لاينخفض فيه متوسط درجة الحرارة عن ٦,١°مئوية (٤٣°ف). فضلاً عن ذلك فقد اهتم «ملر» فى تصنيفه بالربط بين توزيع كل من الأمطار ودرجة الحرارة على أشهر وفصول السنة، على اعتبار أن فاعلية المطر لاتتوقف على مقدار مايسقط منه فحسب بل إنها تتوقف كذلك على حرارة الفصل الذى تسقط فيه وعلاقته بحياة النبات وقت نموها.

وقد قام «ملر» بتقسيم سطح الأرض إلى مناطق حرارية اعتمد فى تحديدها على الحدود التى اقترحها سوبان Supan من قبل، ثم قسم هذه المناطق إلى أنواع مختلفة من المناخ اعتمد فى تمييزها على أمرين:

١- التوزيع الفعلى للمطر وطول الفصل الجاف.

٢- التوزيع الفعلى للحرارة وطول الفصل البارد.

ويلاحظ أن كل نوع من الأنواع التى يضمها التصنيف قد رمز له بحرف معين وأعطى له كذلك رقم معين. ولقد قسم «ملر» العالم إلى خمسة أقاليم مناخية، معتمداً فى تحديدها على متوسط درجة الحرارة، وكل إقليم قسم إلى عدة مناطق مناخية حسب فصل الأمطار والتوزيع السنوى لكمية المطر، وحسب موقعها الجغرافى. وإضافة إلى الأقاليم المناخية الخمسة فقد أضاف اقليمين آخرين وهما إقليم الجبال، وإقليم الصحارى، واللذين يمكن مصادفتهما فى أى من الأقاليم الخمسة. ولقد عد أن طول الفصل الجفاف لامقدار ما يسقط فيه من المطر هو العامل الذى يتحكم فى نمو النبات، ففصل النمو هو العامل المحدد لدرجة النمو، وهو عبارة عن المدة التى تزيد فيها الحرارة على ٦°م.

ولما كان الجفاف لايتحدد بالمطر فقط، وإنما هو نتيجة لظاهرتى المطر والتبخر معاً، فقد اعتمد أوستن ملر على كمية المطر السنوية ومتوسط الحرارة السنوى فى تحديد المناخ الجاف، حيث وضع لذلك عدة معادلات بسيطة يمكن على أساسها معرفة ما إذا كان المناخ رطباً أم شبه رطب أم جافاً، وهى كالآتى:

(١) (م أكبر من أو تساوى $\frac{ح}{٣}$) مناخ رطب.

(٢) ($\frac{ح}{٥}$ أقل من أو تساوى م $\frac{ح}{٣}$) مناخ شبه جاف «استبس»

(٣) (م أقل من أو تساوى $\frac{ح}{٥}$) مناخ جاف «صحراء»

حيث:

م = كمية المطر السنوية (بوصة)، ح = متوسط درجة الحرارة السنوية (فهرنهيت).

وفى ضوء ماتقدم نجد أن أقاليم ملر المناخية بلغ عددها سبعة أقاليم تبعاً للحالة الحرارية بجانب مجموعة من الأقاليم الثانوية حسب صفاتها المطرية. وقد استخدم ملر الحروف الأبجدية فى الرمز إلى أقاليمه. وفيما يلى أقاليم «ملر» المناخية (شكل: ٥-٧).

أ- (A) **المناخ الحار؛ ومن أنواعه**، (١)استوائى ؛ له نهايتان يغزر فيهما المطر. (١م) استوائى؛ من النوع الموسمى. (٢) استوائى بحرى؛ ليس به فصل جاف. (٢م) استوائى بحرى؛ من النوع الموسمى. (٣) مدارى قارى؛ مطره صيفى. (٣ م) مدارى قارى؛ من النوع الموسمى.

ب- (B) **المناخ المعتدل الدافي**، ليس فيه فصل بارد، حيث لايقل المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة فى أى شهر عن ٦°م، ومن أنواعه: (١) الساحل الغربى (البحر المتوسط) مطره شتوى. (٢) الساحل الشرقى، مطره منتظم طوال العام. (٢م) الساحل الشرقى من النوع الموسمى؛ وفيه نهاية عظمى للمطر فى فصل الصيف.

جـ- (C) **المناخ المعتدل البارد**، وفيه فصل بارد يتراوح طوله بين شهر وستة شهور يقل متوسط درجة الحرارة فيه عن ٦°م، ومن أنواعه: (١) بحرى: مطر منتظم مع نهايةعظمى فى الشتاء. (٢) قارى؛ له نهاية مطرية عظمى فى الصيف. (٢م) قارى من النوع الموسمى؛ مع نهاية عظمى شديدة فى الصيف.

د- (D) **المناخ البارد**، وهو ذو فصل بارد طويل يبلغ ٦ شهور أو يزيد مع متوسط حرارى أقل من ٦°م، ومن أنواعه: (١) بحرى؛ مطر منتظم مع نهاية عظمى فى الشتاء.(٢) قارى؛ مطر منتظم مع نهاية عظمى فى الصيف. (٢م) قارى من النوع الموسمى؛ له نهاية عظمى كبيرة فى الصيف.

هـ- (E) **المناخ القطبي**؛ وهو ليس به فصل دافىء، وكل شهور السنة باردة تقل فيها الحرارة عن ٦°م.

و- (F) **المناخ الصحراوي**؛ وتقل فيه كمية المطر تقل فيه ٢٥٤مم (١٠ بوصة) فى السنة، ويميز فيه نوعان: (١) صحارى حارة؛ ليس فيها فصل بارد، حيث أن المتوسط الشهرى للحرارة أكثر من ٦ °م. (٢) صحارى باردة؛ فيها فصل بارد تقل فيه الحرارة خلال شهر أو أكثر عن ٦°م.

ز- (G) **المناخ الجبلي**؛ ويمثل فى عروض مختلفة.

ويتضح من ذلك أن أوستن ملر قد اتجه بتصنيفه وجهة حيوية، حيث أنه قد اختار درجة الحرارة ٦°م التى يعدها بعض علماء النبات درجة الحرارة التى يبدأ عندها النبات فى النشاط والنمو، إضافة إلى استخدامه خط المطر ٢٥,٤ سم (١٠ بوصة) التى جرت العادة على عده حداً أدنى لوجود نباتات غير صحراوية، والتصنيف بالطبع غير كامل ويعتمد على متوسطات الحرارة الشهرية والسنوية وكمية المطر السنوية والفصلية فى صورة مبسطة وعامة، وهو بذلك لايرقى إلى مستوى تصنيف كوبن رغم أنه جاء لاحقا له من ناحية التاريخ.



A ـ مناخ حار :

A1 ـ نوع استوائي له فصلان للأمطار .

A1m ـ نوع استوائي له نظام موسمي .

A2 ـ نوع مداري بحري .

A2m ـ نوع مداري بحري له نظام موسمي .

A3m ـ نوع مداري قاري له نظام موسمي ؛

B ـ مناخ معتدل دافئ :

B1 ـ نوع غرب القارات (بحر متوسط) .

B2 ـ نوع شرق القارات .

B2m ـ نوع شرق القارات الموسمي .

C ـ مناخ معتدل بارد :

C1 ـ نوع بحري أمطاره طول العام .

C2 ـ نوع قاري أمطاره صيفية .

C3m ـ نوع قاري موسمي ؛

D ـ مناخ بارد :

D1 ـ نوع بحري ممطر طول

D2 ـ نوع قاري ممطر صيفاً

D3m ـ نوع قاري موسمي .

E ـ مناخ قطبي .

F ـ مناخ الصحاري .

G ـ مناخ الجبال .

(شكل رقم ٥-٧)

الأقاليم المناخية في العالم، وفقاً لتصنيف أوستن ملر

تصنيف أمبيرجيه Emberger,L:

يعد تحديد المناطق البيومناخية، ذات المناخ المتجانس بيولوجيا، ذات أهمية عظمى من الناحية البيئية والعملية. فمن الناحية البيئية يمكن القول إن أنواع النبات الطبيعي التي تنمو في مناطق ذات مناخ واحد تتشابه من الناحية البيولوجية وقابلة التبادل فيما بينها. أما من الناحية العملية، ولاسيما فيما يتعلق بالزراعة، فإن النتائج التي يحصل عليها في منطقة مايمكن تطبيقها في جميع المناطق الأخرى التي تتمتع بخصائص المناخ نفسه؛ وبمعنى آخر، يمكن القول إن المحاصيل الزراعية التي تجود زراعتها في منطقة مايمكن استغلالها في جميع المناطق التي تتميز بالمناخ نفسه.

ولقد توصل عالم البيئة الفرنسي الأستاذ «لويس آمبيرجيه (١٩٣٢ - ١٩٥٥) إلى إيجاد علاقة مناخية مابين بلاد البحر المتوسط المختلفة التي تربطها بعضها ببعض مشاكل مناخية مشتركة، كما قام بعد ذلك بتصنيف المناخ في العالم كله، وتجدر الإشارة إلى أن آمبيرجيه قد انطلق في تصنيفه من نقد معامل دومارتون ولما كان «دومارتون» وغيره من العلماء السابقين اعتمدوا على الربط بين الحرارة والأمطار في دراساتهم التصنيفية، فإن آمبيرجيه عد أن ارتباطات الشروط البيئية للنبات أعقد من ذلك بكثير، وتتعلق بالمجال الحيوي الذي يمكن على أساسه أن ينمو النبات معطيا نتائج جيدة، مستنداً إلى المدى الحراري مابين متوسط درجة الحرارة العظمى لأحر الأشهر في السنة (ح١) ومتوسط درجة الحرارة الصغرية لأبرد شهر في السنة (ح٢) (بالدرجة المئوية)، كما أن متوسط مجموع هاتين الحرارتين يعبر عن الحرارة المتوسطة. ونتيجة لذلك فإن آمبيرجيه اعتمد على النسبة مابين الأمطار السنوية (م)، ومابين الحرارة المتوسطة $\frac{\text{ح}_1 + \text{ح}_2}{2}$ مضروبة في مدى الحرارة (ح١ - ح٢) مضروبة في الرقم (١٠٠٠) للتصحيح وذلك لتحديد المعامل الحراري المطري لبلاد حوض البحر المتوسط والذي تعبر عنه المعادلة الآتية:

$$(\text{المعامل الحراري المطري «ك»} = \frac{1000 \times \text{م}}{\frac{\text{ح}_1 + \text{ح}_2}{2} \ \text{ح}_1 - \text{ح}_2})$$

وتحاشياً للأرقام السابقة فقد عدلت هذه المعادلة لتصبح بالشكل التالي: -

$$(\text{ك}2 = \frac{2000 \times \text{م}}{\text{ح}_1 - \text{ح}_2})$$

على أساس تقدير درجة الحرارة (ح١، ح٢) بالدرجة المطلقة (الصفر المئوي + ٢٧٣,٢ درجة مطلقة). ويعبر المعامل الحراري المطري عن المناخ في أي منطقة، وكلما كبر المعامل كانت المنطقة أكثر رطوبة. والعكس، أي كلما صغر المعامل كانت المنطقة أكثر جفافاً. وقد تمكن آمبيرجيه بوساطة هذا المعامل من تحديد المناخات التالية في حوض البحر المتوسط:

١- المناخ الجاف جداً. ٢- المناخ جاف. ٣- المناخ شبه الجاف. ٤- المناخ شبه الرطب. ٥- المناخ الرطب. ٦- المناخ الرطب جداً. ٧- مناخ أعالي الجبال.

ولقد قسم آمبيرجيه كلاً من المناخات السابقة لثلاث درجات عليا ومتوسطة ودنيا، وكل من هذه الدرجات الثلاث قسمت بدورها لايجاد المناخات الأربعة التالية: بارد، معتدل، دافيء، حار. واعتمد هذا التقسيم على الحدود الحدية للنباتات والتى تبرزها الحرارةالصغرى لأبرد شهر فى السنة ($ح_٢$) وعبر عن ذلك بمايلي:

متوسط درجة الحرارة الصغري لأبرد شهور السنة (م°)	نمط المناخ
أكثر من٧°م	حار، لايحدث صقيع
من ٧ - ٣°م	دافيء، نادراً مايحدث صقيع
من ٣ إلى صفر°م	معتدل، الصقيع يتكرر أحياناً
صفر إلى - ٣°م	بارد، يحدث الصقيع ضمن هذا النوع من النوع خلال جزء كبير من السنة
أقل من - ٣°م	بارد جداً ، الصقيع يدوم لفترة طويلة

ومما يلاحظ على معادلة آمبيرجيه إنها تأخذ فى الحسبان بعض العوامل المناخية الهامة، كطول النهار، والرياح، والتبخر، ودرجة الرطوبة الجوية وتوزيع العناصر المناخية الفصلي، لذا كان من غير الممكن استعمال هذه المعادلة لمقارنة أماكن موجودة فى المنطقة الاستوائية مع أماكن موجودة فى حوض البحر المتوسط أو مع أماكن موجودة فى المنطقة القطبية، كما لايمكن استخدامها لمقارنة مناطق موجودة فى طرفى الصحراء الافريقية، الأولى فى الشمال تسقط أمطارها شتاء والثانية فى الجنوب تسقط أمطارها صيفاً. وبمعنى آخر لايصح استخدام هذه المعادلة سوى فى نطاق مناخي معين وهو نطاق البحر المتوسط.

ولقد وضع آمبيرجيه معادلة بسيطة يحدد على أساسها سيادة مناخ إقليم البحر المتوسط حيث اعتمد فى هذه العلاقة على كمية الأمطار الصيفية (م) ومتوسط درجة الحرارة العظمى لأحر شهر فى الصيف ($ح_١$) فى شكل العلاقة الآتية:

$$\left(\frac{م}{ح_١} \text{ أقل من أو تساوى ٧} \right)$$

فعندما يكون ناتج $\frac{م}{ح_١}$ أكبر من الرقم ٧ فالمنطقة تكون خارج نطاق الحبر المتوسط، أما عندما يكون الناتج أقل من الرقم ٧ فالمنطقة تكون ضمن نطاق البحر المتوسط.

ومن عيوب تصنيف آمبيرجيه هو اعتماده على النبات على الرغم من تدهور الغطاء النباتي في حوض البحر المتوسط، وغياب كثير من النباتات التي لها مدلول مناخي معين، بجانب إهماله للظروف المناخية التفصيلية، وانطلاقه من منطقة البحر المتوسط فقط لتحديد الأقاليم المناخية. ولكن مع ذلك فإن تصنيف آمبيرجيه المناخي أهمية كبيرة من وجهة النظر الزراعية، وبخاصة في مجال تحسين الأنواع النباتية، على أساس المقارنة مابين الظروف المحلية لمنطقة ما مع الظروف في المنطقة التي يود أو استيراد بعض الأنواع النباتية، إضافة إلى ذلك فإن تصنيف آمبيرجيه يمكننا مباشرة من معرفة عدد مرات احتمال حدوث الصقيع، وتحديد اختيار الأنواع والأصناف النباتية تبعا لذلك، كما أنه يساعد على دراسة أي ظاهرة بيولوجية في منطقة البحر المتوسط.

هذا ولقد تابع العالم الإيطالي أندريه جاكوبيه عام ١٩٥٦ أعماله آمبيرجيه لتحديد معامل الجفاف لبيان نوعية كل فصل على حدة. وإذا ماعلمنا أن معامل فصلية الجفاف لآمبيرجيه والذي هو عبارة عن نسبة الأمطار الساقطة صيفا على متوسط الحرارة العظمى لأحر شهر في السنة تكون أقل أو تساوي (٧)، نجد أن جاكوبيه قد عدل هذه العلاقة معتمداً على التفاضل الحراري – أي المدى الحراري (ح١، ح٢) – كما هو مبين في المعادل التالية لتحديد الجفاف في منطقة ما:

$$\left(\text{معامل الجفاف السنوي} = ١٠٠٠ \times \frac{\text{كمية المطر السنوية}}{\text{متوسط الحرارة العظمى لأحر شهر بالسنة} \times \text{المدى الحراري}} \right)$$

وقد تمكن أيضا جاكوبيه من حساب معامل الجفاف الشهري، وانتهى لوضع التدرج التصنيفي الآتي:

نوع المعامل	المعامل الفصلي	المعامل الشهري
جاف	أقل من ٨	أقل من ٣
شبه جاف	٨ – ٢٠	٣ – ٧
شبه رطب	٢٠ – ٥٠	٧ – ١٧
رطب	أكثر من ٥٠	أكثر من ١٧

ولعلاقة جاكوبيه أهميتها الحيوية لالكونها تحدد الشهور الجافة والرطبة فقط بل لأنها تفرض حدوداً حيوية لمدى نمو النبات. فكلما ازدادت قيمة معامل الرطوبة انخفضت فترة توقف النبات عن النمو، والجدول التالي (١–٧) يبين حدود النمو حسب معامل جاكوبيه الشهري:

تصنيف بيلي H.Bailey

يعد تصنيف بيلي من التصنيفات الحيوية الحديثة، إذ أن ظهوره لايعود إلى أكثر من اثنتين وأربعين سنة مضت. ولقد بذل بيلي جهدا كبيرا في سبيل أن يقدم تصنيفا شاملا غير معقد من جهة ودقيقاً من جهة أخرى. وقد ظهر تصنيف «بيلي» على قسمين: قسم خاص بالرطوبة وظهر سنة ١٩٥٨، والآخر خاص بفاعلية الحرارة وبدرجة اعتدال المناخ وظهر سنة ١٩٦٠. ويعتمد

بيلي في تصنيفه على المتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة والمطر، كما يعتمد على متوسط حرارة أبرد شهور السنة وأحرها، إلى جانب المدى السنوى للحرارة. ولذلك نجد أنه أخذ في الحسبان عناصرعديدة صاغها فى شكل معادلات بسيطة غير معقدة. وفيما يلى عرض لعناصر تصنيف بيلى الثلاثة:

جدول رقم (٧-١)

حدود النمو النباتي حسب معامل جاكوبيه الشهري

مدة توقف النبات عن النمو (شهري)	معامل جاكوبيه الشهري	مدة توقف النبات عن النمو (شهري)	معامل جاكوبيه الشهري
صفر	فوق ٣٠	٤	٨ – ٤
١ – ١,٥	٣٠ – ٢٠	٥	٤ – ٣
٢	٢٠ – ١٢	٦ – ١٢	أقل من ٣
٢	١٢ – ٨		

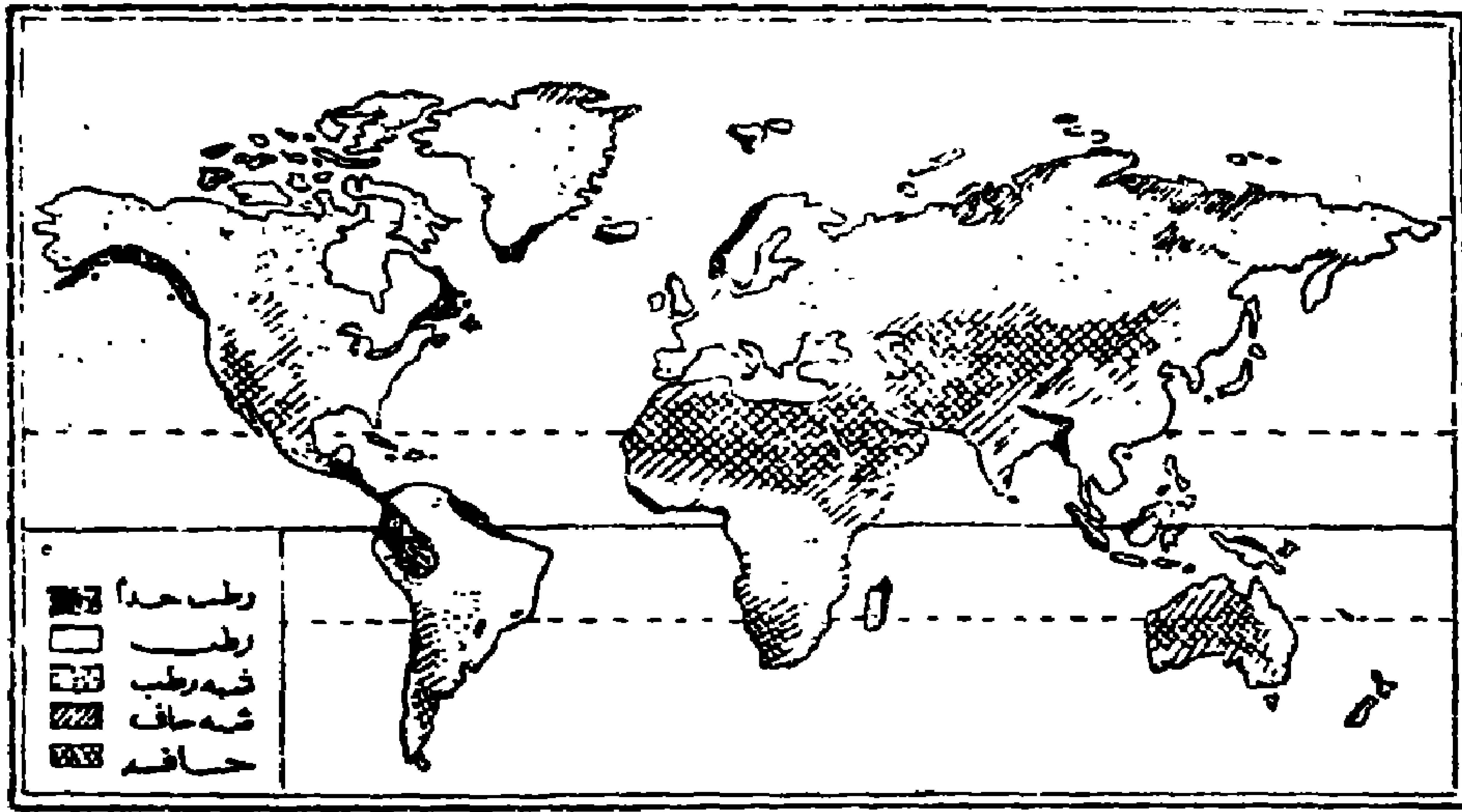
أ- معامل الرطوبة (فاعلية المطر): إن تحديد فاعلية المطر يعد مشكلة معقدة، وقد اختلف كثير من الباحثين حول تحديد درجة الفاعلية هذه، وذلك نتيجة للعلاقة الوثيقة بين كمية المطر التي يعتمد عليها النبات من جهة وكمية التبخر المرتبطة بدرجة الحرارة بصورة رئيسية من جهة أخرى.

وهكذا نجد أن بيلى قد ركز على نظام المطر ودرجة الحرارة، ومعتمداً على حقيقة أن الحرارة تكون أخفض فى مناطق المطر الشتوى أكثر من مناطق المطر الصيفى. ولقد توصل «بيلى» بالتجربة إلى أن هناك قيمة توجد علاقة بينها وبين كمية التبخر وهذه القيمة تزداد مع ارتفاع درجة الحرارة، تلك القيمة رمز لها بالرمز (K^t) حيث (K) = ١,٠٢٥ وحيث (t) هى درجة الحرارة بالفهرنهيت، وتستخدم هذه القيمة فى معادلة للحصول على درجة رطوبة المناخ كمايلي:

$$(\text{فاعلية المطر الشهرية} = \frac{\text{م}}{١,٠٢٥^{\text{ح}}})$$

حيث م هى كمية المطر الشهرية (بوصة)، ح هى درجة الحرارة بالفهرنهيت. وعلى هذا فان فاعلية المطر السنوى تساوى مجموع قيم الفاعلية الاثنتى عشرة. وفى ضوء درجة الرطوبة وتبايناتها وضع بيلى تدرجا تصنيفياً لأنماط المناخ (شكل: ٦-٧) المتوافقة مع درجة معينة من الرطوبة، على النحو الآتى:

فاعلية المطر، درجة الرطوبة	نمط المناخ	الرمز
أكثر من ١٦،٢	رطب جدا	A
١٦،٢ - ٨،٧	رطب	B
٨،٧ - ٤،٧	شبه رطب	C
٤،٧ - ٢،٥	شبه جاف	D
أقل من ٢،٥	جاف	E



(شكل رقم ٦٠ - ٧) أقاليم الرطوبة في العالم حسب التصنيف بيلي

ب- فاعلية الحرارة: إذا كان بعض الباحثين اعتمد على متوسط الحرارة الشهرى فى حساب فاعلية الحرارة كما فعل ثورنثويت ١٩٣١، فإن بيلى اعتمد على الشهور متطرفة الحرارة فقط، حيث أعطى وزناً لحرارة الشتاء أكبر مما يعطيه ثورنثويت، لذلك تبدو خرائط ثورنثويت وفيها العروض الوسطى أكثر دفئا منها فى حالة خرائط بيلى. ويتم معرفة الأثر الفعلى للحرارة فى منطقة ما عن طريق علاقة رياضية يدخل فيها متوسط حرارة أحر شهور السنة وأبردها، والمدى الحرارى السنوى، كما يتضح من المعادلة الآتية:

$$\text{(فاعلية الحرارة} = \frac{٦٤,٢ \times ح - ٥٠ \times \bar{ح}}{ف + ١٤,٤} \text{)}$$

حيث:

ح = متوسط حرارة أدفأ شهور السنة (ف)، حَ = متوسط حرارة أبرد شهور السنة (ف)، ف = المدى السنوى للحرارة.

وعلى أساس قيم فاعلية الحرارة قسم بيلى العالم إلى عشرة أقاليم حرارية رئيسة تظهر

حدودها فى الجدول التالى (٢-٧) . والأنواع المناخية التى حددها بيلى والمتوافقة مع قيم معينة لفاعلية الحرارة هى كمايلى:

جدول رقم (٢-٧)

فاعلية الحرارة وأنماط المناخ المتوافقة معها

الرمز المستخدم	النمط المناخي		فاعلية الحرارة
A_1	Torrid	خانق	أكثر من ٧٥,٤
A_2	Hot	حار	٦٩,٤ - ٧٥,٤
A_3	Very Warm	دافىء جدا	٦٤,٤ - ٦٩,٤
B_1	Warm	دافىء	٦٢,١ - ٦٤,٤
B_2		دافىء	٥٩,٩ - ٦٢,١
C_1	Mild	معتدل	٥٨,٠ - ٥٩,٩
C_2		معتدل	٥٦,١ - ٥٨,٠
D_1	Cool	مائل للبرودة	٥٤,٤ - ٥٦,١
D_2		مائل للبرودة	٥٢,٩ - ٥٤,٤
E_1	Very Cool	أميل للبرودة	٥١,٤ - ٥٢,٩
E_2		أميل للبرودة	٥٠,٠ - ٥١,٤
F_1	Cold	بارد	٤٧,٥ - ٥٠,٠
F_2	Very Cold	بارد جدا	٤٥,٥ - ٤٧,٥
F_3	Glacial	جليدى	أقل من ٤٥,٥

جـ-درجة إعتدال المناخ، ويهتم الجزء الثالث من تصنيف «بيلى» الذى ظهر عام ١٩٦٠ بدرجة اعتدال المناخ. ويقصد بدرجة اعتدال المناخ، أنها معرفة مدى خلو المناخ من التطرف الحرارى سواء بالنسبة للحرارة المرتفعة أو المنخفضة، لما لهذا التطرف من آثار تنعكس على نواحى النشاط المختلفة للإنسان. ولقد عد «بيلى» درجة الحرارة ١٤°م (٥٧,٢°ف) الدرجة المثالية لراحة الإنسان ونشاطه، وبذلك يكون أى إرتفاع أو انخفاض عن هذه الدرجة من عوامل تقليل اعتدال المناخ. وإذا كان هناك درجة مثالية لراحة الإنسان، فإن النبات مما لاشك فيه أكثر

تأثراً من الإنسان بالتطرف الحراري، ولذلك كانت نباتات المناطق المتطرفة حرارياً ذات صفات فسيولوجية وتشريحية خاصة، كما أنه من خلال الأبحاث التي قام بها علماء النبات والبيئة النباتية اتضح أن هناك حداً أدنى وأعلى لنمو النبات، كما أن هناك درجة حرارة مثالية يبلغ نمو النبات عندها أقصاه، وهذه الدرجة تختلف من نبات إلى آخر. ومايتطبق على النبات والإنسان ينطبق كذلك على الحيوان وسائر الكائنات الحية.

وبما أن درجة الاعتدال قائمة أساساً على الظروف الحرارية، لذا فقد اعتمد بيلي في حساب درجة الاعتدال على درجة الحرارة المثالية بجانب استخدامه لمتوسط الحرارة السنوي والمدى السنوي للحرارة بالإضافة إلى إدخاله بعض القيم الثابتة ذات الدلالة الحيوية والاحصائية، ولقد صاغ هذا كله في علاقة مركبة تتضح عناصرها من المعادلة الآتية:

معامل اعتدال المناخ = ١٢٤,٣ – ٣٠ لو [(متوسط الحرارة السنوى – ٥٧,٢)^{٢} + (٠,٣٦٦ × المدى الحرارى السنوى + ٢,٦٢) ^{٢}]

على أساس أن الحرارة تحسب بالمقياس الفهرنهيتي .وفي حال استخدام المقياس المئوى للحرارة، فإن معادلة اعتدال المناخ تصبح كالآتي:

معامل اعتدال المناخ = ١٠٩ – ٣٠ لو [(متوسط الحرارة السنوى – ١٤)^{٢}+ (٠,٣٦٦ × المدى الحرارى السنوى + ١,٤٦) ^{٢}]

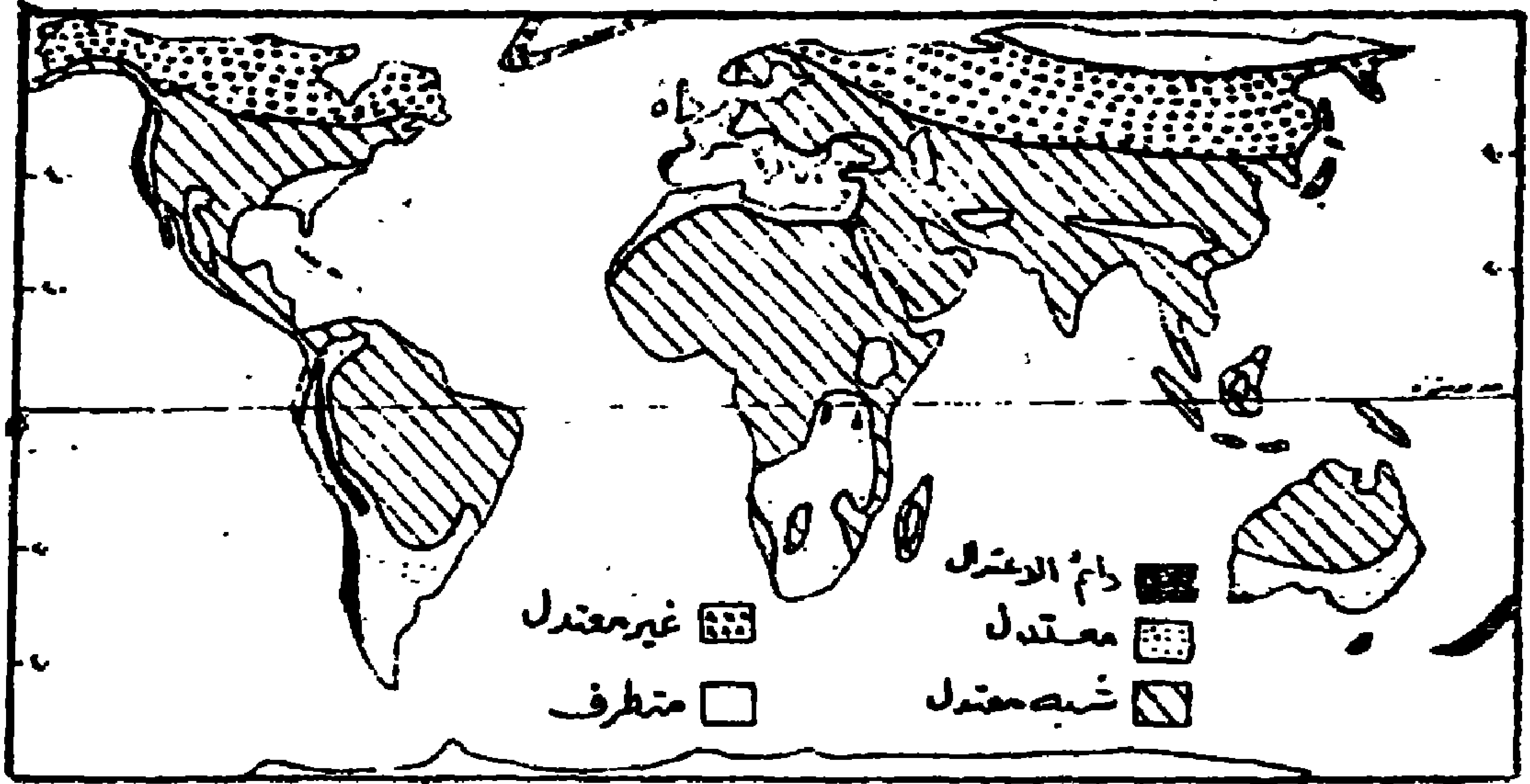
وأي انحراف عن الدرجة المثالية يعد من عوامل تقليل درجة الاعتدال ولذا نجد أن بيلي ركز على هذا الانحراف باستخدامه لمقياس الانحراف المعيارى في تقديره لبعض القيم الاحصائية الداخلة في معادلته. وتبعاً لدرجة اعتدال المناخ، قسم بيلي العالم إلى إقليمين مناخيين رئيسين وكل منهما قسمه إلى ثلاثة أقسام فرعية، والأنماط المناخية التي اعتمدها بيلي حسب درجة اعتدال المناخ هي كما في الجدول التالي (جدول رقم : ٣-٧)

جدول رقم (٣-٧)

درجة اعتدال المناخ وأنماط المناخ المتوافقة معها

درجة اعتدال المناخ	النمط المناخي	المجموعة المناخية
٨٠ – ١٠٠	دائم الاعتدال	مناخات معتدلة
٨٠ – ٦٥	معتدل جداً	
٦٥ – ٥٠	معتدل	
٥٠ – ٣٥	شبه معتدل	مناخات غير معتدلة
٣٥ – ٢٠	غير معتدل	
٢٠ – صفر	متطرف	

ولم يحاول «بيلي» تطبيق تصنيفه (درجة الاعتدال) في المناطق الجبلية المرتفعة، لذا نجد ان هذه المناطق تظهر بيضاء في خريطته التي وضعها للعالم (شكل: ٧-٧)، والتي يظهر منها أن المناخات المعتدلة تتركز في الأجزاء الجنوبية الشرقية والجنوبية الغربية من الولايات المتحدة وجنوب شرق البرازيل والأرجنتين والجزء الجنوبي من أفريقية، وساحل البحر المتوسط، وجنوب قارة استراليا.



(شكل رقم: ٧ - ٧) أقاليم اعتدال المناخ في العالم حسب تصنيف بيلي

وعلى الرغم من بساطة تصنيف «بيلي» وشموله وذلك لمعالجته عنصر الرطوبة من جهة، وفاعلية الحرارة من جهة ثانية واعتدال المناخ من جهة أخرى ثالثة، فإن إهماله للتوزيع الفصلي لعنصري الرطوبة والحرارة، بجانب سيره على نهج الكثيرين ممن سبقوه في دراسة فاعلية المطر باعتماده على المتوسطات الحرارية والمطرية، كل هذا جعل من المناطق الجافة أكثر اتساعاً من حقيقتها وأدى إلى تداخل في المناطق الحرارية رغم وجود تباين بينها.

أما بالنسبة لمقياس درجة اعتدال المناخ، فانه يعد مقياسا فريدا خاصة وأن موضوع اعتدال المناخ لايعتمد على ناحية واحدة بالذات، بل يدخل في الحسبان درجة الحرارة المرتفعة والمنخفضة بالإضافة إلى درجة الرطوبة وسرعة الرياح وسطوع الشمس وغير ذلك، هذا من الناحية المناخية أما من الناحية البشرية فتدخل ميول الإنسان ومزاجه وتجاوبه من حيث تحمله للحرارة المرتفعة أو المنخفضة، وكذلك ملابسه ونوع العمل الذي يؤدونه.

تصنيف تريوارثا G.T.Teewartha

يتفق هذا التصنيف الذي قدمه تريوارثا عام ١٩٤٣ إلى حد كبير من تصنيف «كوبن» الذي يمكن أن نعده أساس التصنيفات المناخية الحديثة. ونظراً لتوفر المزيد من الإحصاءات المناخية، والربط بين عناصر المناخ والنبات الطبيعي الذي يعد استجابة لها، فقد أدخل «ترايوارثا»

تعديلات جديدة وواقعية على تصنيف كوبن. إلا أنه قسم المناخ على سطح الأرض أيضاً إلى أقسام كبرى وذلك على النحو الآتي:

A المناخ المدارى الرطب
B المناخ الجاف وشبه الجاف
C المناخ المعتدل الدفيء
D المناخ البارد الرطب
E المناخ القطبي
H المناخ المرتفعات

وقد قسم تريوارتا كلاً من هذه الأنواع إلى أنواع أصغر، كما أستخدم تقريباً نفس الحروف التى استخدمها كوبن للتمييز بين الأقاليم المناخية المختلفة على أن هذا التصنيف يختلف عن التصنيف السابق من حيث الفواصل والحدود المناخية بين الأنواع الخمسة الرئيسية للمناخ.

تصنيف شرف A.T.Sharaf

يتمشى هذا التصنيف فى نظامه العام مع تصنيف «ملر» ولكنه يختلف عنه فى بعض الحدود التى تفصل بين الأقاليم المناخية. وقد جاء تصنيف «شرف» الذى قدمه عام ١٩٥١ يحمل كلاً من الأساس النباتى والمناخى فى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية، إذ إنه قسم العالم إلى ست أنواع كبرى على أساس المعدل الشهرى لدرجة الحرارة وهى على الوجه الآتى:

الأقاليم الحارة، المعتدلة الدفيئة، المعتدلة الباردة، الباردة، القطبية، الصحراوية. (اقترح «شرف» ذلك لتحديد الصحارى وتعيين الحد الفاصل بينها وبين مناطق الحشائش عن طريق معادلة أطلق عليها «معامل الجفاف» وهى م = ح + ٩) وقد قسم «شرف» بعد ذلك، كلاً من هذه الأنواع الست الكبرى إلى أنواع أصغر. وكان الأساس الذى اعتمد عليه فى التقسيم هو فاعلية ونوع الأمطار.

تصنيف كرتيشفيلد H.J.Critchfield

يتبع تصنيف كريتشفيلد تقريباً تقسيم «كوبن» إذ إنه يعتمد اعتماداً كبيراً على الحرارة والتساقط وتوزيعها الفصلى وعلاقة ذلك بالغطاء النباتى الطبيعى، ولكنه على أية حالة يقوم على أساس يختلف عن الأسس التى قامت عليها التصنيفات السابقة. ويتمثل هذا الأساس فى تأثر الحرارة والرطوبة بالكتل الهوائية التى تسيطر على مناخ الأقاليم المختلفة. ويعد تصنيف كرتشفيلد الذى قدمه عام ١٩٦٦ من أقرب التصنيفات إلى الدراسات الجغرافية، على الرغم من أن تحديده يعتمد على عمليات حسابية دقيقة تحدد العديد من الأنواع المناخية. وتبعاً لذلك فقد قسم العالم إلى أربعة أقسام مناخية كبرى تدخل تحت كل منها أقاليم مناخية فرعية مميزة وذلك على النحو الآتى:

أولاً: الأقاليم الاستوائية والمدارية: وهذه تسيطر عليها الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية.

ثانياً: الأقاليم دون المدارية والمعتدلة، وتسيطر عليها الكتل الهوائية المدارية دون القطبية.

ثالثاً: أقاليم المناخ الباردة وهذه تسيطر عليها الكتل الهوائية دون القطبية.

رابعاً: الأقاليم التى يسيطر عليها عامل الارتفاع.

الأسلوب التجريبي في التصنيف المناخي

أقترحت فى الآونة الأخيرة نظماً تجريبية عديدة من أجل عمل تصنيفات مناخية اقليمية. ويرجع تعدد تلك النظم إلى الطبيعة المعقدة للمناخ وكذلك إلى العدد الكبير من العوامل أو العناصر التى يمكن اختيارها وكذلك القيم الحدية الممكنة فى تأسيس النظام. فكانت هناك على سبيل المثال محاولات لعمل نظام تصنيفى قائم على أساس الطاقة السطحية وتدفقات الرطوبة. وكانت الأقاليم الناتجة تركز على عوامل المناخ العاملة فى اقليم معين. غير أنه نظراً لأن المناخ هو عبارة عن ظواهر متغيرة في الوقت والمكان فقد كان صعباً للغاية تحديد مجموعة من القيم الحدية المعينة التى يمكن أن تعد ملائمة للمناخ وبشكل محدد. ومن هنا فإن معظم النظم قد صممت على أساس أهداف أو تطبيقات معينة سوف تستخدم من أجلها، فكانت هذه الأهداف أو التطبيقات تملى اختيارات القيم الحدية المستعملة. وعلاوة على ذلك فإن التطبيقات التى يصاغ التصنيف من أجلها كثيراً ما تفرض درجة تعقيد نظام التصنيف نفسه. فعلى أحد الجانبين هناك نظم التصنيف الاقليمية البسيطة والقائمة على أساس عامل مناخى واحد، ومثل هذه التصنيفات نادراً ما ينظر اليها على أنها تصنيفات حقيقية، بل بالأحرى تعد هذه التصنيفات عبارة عن خرائط اقليمية محددة الغرض. بينما على الجانب الآخر، هناك نظم تصنيف تشمل عدداً من العوامل المناخية. ولعل من أكثرها شهرة ذلك التقسيم المعروف بالتصنيف «المنطقى» والمقترح بواسطة ثورنثويت Thornthwaite. فقد افترض أن التوازن المائى السطحى هو العامل أو الخاصية المفردة الأكثر أهمية من العوامل المناخية فى أى مكان. ويعتمد هذا التوازن المائى ليس فقط على التساقط والتبخر فى وقت ما، بل أيضاً على تفاوتاتهما الموسمية. ولقد نتج عن هذا التصنيف ظهور «الدليل الرطوبى Moisture Index» كأحد المتغيرات المهمة فى النظام. ثم تم بعد ذلك استنتاج القيم الحدية الهامة. والتصنيف الناتج هو تصنيف معقد إلى حد ما ولا يلائم المناطق الجافة Arid Areas بشكل تام. لذا فإن هذا التصنيف لم يستخدم بصورة مكثفة على مستوى كوكب الأرض. إلا أن خرائط الأنماط المناخية للأقاليم القارية الواقعة على دوائر العروض الوسطى تعكس – باستخدام رموز معينة – كماً ضخماً من المعلومات بالغة الأهمية بالنسبة للمجال الزراعى. وفيما يلى عرض شامل لتصنيف ثورنثويت ١٩٣١، ١٩٤٨ القائم على أساس توازن الرطوبة.

تصنيف ثورنثويت Thornthawite

نظراً للتطورات التى حدثت مؤخراً فى الأسس العلمية لعلم المناخ بسبب تحسن وسائل القياس المستخدمة فى الرصد الجوى وإنشاء محطات الرصد ووفرتها وتجميع بيانات ومعلومات

الطقس، وقد أدى كل ذلك إلى التطور المشهود فى الدراسة المناخية وإعطاء صورة واضحة لمناخ العالم وتبايناته المختلفة. ومن الأهمية بمكان فى دراسة التصنيفات المناخية دراسة التوزيع الفصلى لعناصر المناخ، وهو ما اتبعه ثورنثويت فى تصنيفاته، إذ أنه اعتمد فى تحديد الأنماط المناخية على أساس كمى للعناصر المناخية التى ركز عليها، كما أنه اعتمد أيضا على النبات الطبيعى. فالتبخر الذى يحدث من سطح التربة والنتح الذى يخرج من النباتات يشكلان معا انتقال الماء من الأرض إلى الجو وهما عنصران أساسيان فى تصنيفى ثورنثويت الذى قام بوضعهما حيث، نشر الأول منهما فى عام ١٩٣١ بينما نشر الثانى فى عام ١٩٤٨ . ويعتمد التصنيفان على نفس العناصر المناخية ولكن يختلف حساب هذه العناصر من أحدهما للآخر بما يجعل النتائج المستخلصة من كل منها مختلفة أيضا.

أولا- تصنيف عام ١٩٣١

يعتمد هذا التصنيف على أربعة عناصر رئيسية هى: القيمة الفعلية للمطر، وتوزيعه الفصلى، ثم القيمة الفعلية لدرجة الحرارة وتوزيعها الفصلى، وهذا التصنيف يشبه تصنيف كوبن فى محاولته تحديد حدود الأقاليم المناخية على أساس كمى، إلى جانب اعتماده أيضا على النبات الطبيعى، وبالإضافة إلى ذلك فهو يستخدم مجموعة من الرموز التى تدل على الأنماط المناخية، ولكنه يختلف عنه أساساً فى استخدامه للتعبير عن فاعلية المطر والحرارة.

(١) القيمة الفعلية للمطر

من الحقائق المعروفة أن الحياة النباتية والحيوانية لايمكنها أن تستفيد من كل المطر الساقط فوق سطح الأرض، لأن نسبة كبيرة جداً من الأمطار تضيع بوسائل شتى سواء عن طريق التصريف السطحى أو بواسطة التسرب ضمن شقوق القشرة الأرضية أو من خلال التبخر من التربة، وعلى هذا فإن القيمة الفعلية للمطر أى الكمية التى يستفاد منها تتوقف على مقدار مايضيع منه بالطرق السابقة. ويعد تحديد القيمة الفعلية للمطر من المشاكل المعقدة، نتيجة للعلاقة الوثيقة بين كمية المطر (الرطوبة) الفعلية لنمو النبات من جهة والتبخر من جهة أخرى. واستخدم ثورنثويت فى عام ١٩٣١م المعادلة التالية لحساب القيمة الفعلية للمطر:

$$\text{القيمة الفعلية للمطر} = ١١,٥ \left(\frac{\text{كمية المطر الشهرية بالبوصة}}{\text{متوسط درجة الحراة} - ١٠} \right)^{\frac{١٠}{٩}}$$

وفى حال إستخدام المقياس المئوى لدرجة الحرارة، فإن المعادلة تصبح على الشكل التالى:

$$\text{القيمة الفعلية للمطر الشهرى} = \left(\frac{\text{كمية المطر الشهرية}}{\text{متوسط درجة الحرارة الشهرية} + ١٢,٢} \right)^{\frac{١٠}{٩}}$$

وتحسب القيمة الفعلية للمطر السنوى عن طريق جمع القيمة الفعلية للمطر الشهرى خلال الاثنى عشر شهراً، ويمكن معرفة حالة المناخ والنوع النباتى اللازم له عن طريق مقارنة قيم

القيمة الفعلية للمطر السنوى مع التدرج التصنيفى الذى وضعه ثورنثويت جدول (٤-٧).

جدول رقم (٤-٧)

تدرج ثورنثويت التصنيفي لفاعلية المطر

القيمة الفعلية للمطر	النمط المناخي	الرمز	النموذج النباتي
أكثر من ١٢٨	رطب جدا	A	غابة مطيرة
١٢٧ - ٦٤	رطب	B	غابة
٦٣ - ٣٢	شبه رطب	C	أرض عشبية
٣١ - ١٦	شبه جاف	D	استبس
أقل من ١٦	جاف	E	صحراء

ولقد اتخذ ثورنثويت القيمة ٤٨ للقيمة الفعلية للمطر الحد الفاصل بين المناخات الجافة والمناخات الرطبة.

التوزيع الفصلي للقيمة الفعلية للمطر:

نتيجة للاختلاف الشهرى فى درجة الحرارة السنوية وكمية المطر، فإننا نجد أن هناك تبايناً فى القيمة الفعلية للمطر تبعاً لفصلية المناخ. وهكذا نرى أنه لابد من التمييز بين أربعة أنواع فصلية للقيمة الفعلية للمطر، كما حددها ثورنثويت على النحو التالى: رطوبة مستمرة فى كل الفصول r، نقص فى الرطوبة فى الصيف s ، نقص فى الرطوبة فى الشتاء w، نقص فى الرطوبة فى كل الفصول d.

ففى حالة إذا ماكانت قيمة القيمة الفعلية للمطر أكثر من ٤٨ ، فإن النمط (r) يحدث عندما تكون الفاعلية الفصلية القصوى أقل من نصف القيمة الكلية للفاعلية مالم تزد هذه الفاعلية على ١٢٨ ، وأما النمط (s) فإنه يتشكل عندما تكون القيمة الفعلية للمطر فى الشتاء أكثر من ١٦ أو أكثر من نصف الفاعلية الكلية التى يجب أن تكون أقل من ١٢٨ .

وفى حالة إذا كانت الفاعلية الصيفية أكثر من ١٦ فالنمط المناخي يكون (w). وعندما يكون هناكنقص رطوبة فى كل الفصول (d) فإن القيمة الفعلية للمطر السنوى عندئذ تكون أقل من ٤٨ والفاعلية الفصلية لاتزيد على ١٦.

(٢) القيمة الفعلية لدرجة الحرارة

يشبه تأثير الحرارة تأثير الماء فى النبات، فالحرارة تؤثر فى كثير من العمليات الكيمياوية والطبيعية، كما تؤثر فى عمليات التمثيل الضوئى فى النبات. والأثر الفعلى للحرارة يكون معادلاً

فى أهميته للأثر الفعلى للمطر. ولقد وضع «ثورنثويت» علاقة رياضية بسيطة لحساب فاعلية الحرارة مستخدماً فيها المتوسط الشهرى والسنوى لدرجة الحرارة، والعلاقة هى كالآتى:

$$\text{القيمة الفعلية لدرجة الحرارة الشهرية} = \frac{\text{المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة} - ٣٢}{٤}$$

حيث درجة الحرارة بالمقياس الفهرنيتى. وفى حال استخدام المقياس المئوى فإن المعادلة تصبح كالآتى:

$$\text{القيمة الفعلية لدرجة الحرارة الشهرية} = \frac{٩ \times \text{المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة}}{٢٠}$$

ويمكن حساب القيمة الفعلية لدرجة الحرارة السنوية، إما عن طريق جمع الفاعليات الشهرية الاثنتى عشرة أو باستخدام العلاقة الآتية:

فاعلية الحرارة السنوية = ٥,٤ × المتوسط السنوى لدرجة الحرارة (م) °

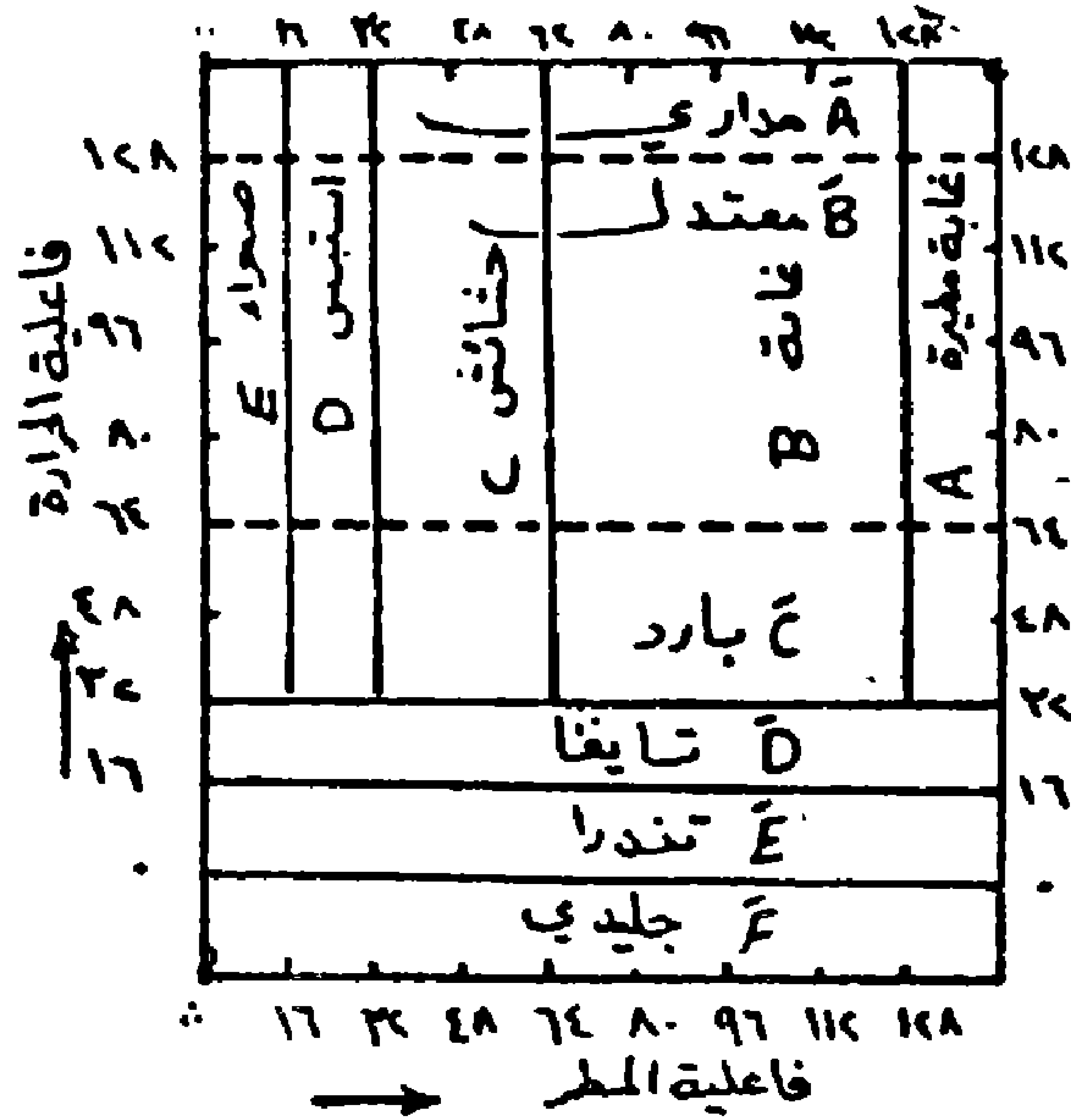
وعلى أساس فاعلية درجة الحرارة السنوية ميز «ثورنثويت» بين ستة أقاليم حرارية تتراوح فيهما فاعلية الحرارة بين الصفر إلى أكثر من ١٢٨، وهى كالآتى:

القيمة الفعلية لدرجة الحرارة السنوية	النمط المناخي	الرمز
أكثر من ١٢٨	مدارى	A'
١٢٧ – ٦٤	معتدل	B'
٦٣ – ٣٢	بارد	C'
٣١ – ١٦	طايغا	D'
١٥ – ١	تندرا	E'
صفر	صقيع	F'

وتوجد أقل الشروط الحرارية لنمو النبات فى المنطقة القطبية، حيث تكون فاعلية الحرارة منخفضة جداً فى التندرا، وتعادل الصفر فى المنطقة الفاصلة بين النطاق القطبى والتندرا. أما أكثر الشروط الحرارية الملائمة لنمو النبات فتوجد فى المنطقة المدارية التى تصل فاعلية الحرارة فيها إلى ١٢٨ فأكثر (شكل : ٨-٧).

التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة

من المعروف علميا ان الفاعلية السنوية لدرجة الحرارة لاتعطى الصورة الحقيقية للحالة الحرارية فى منطقة من المناطق نتيجة للتباين فى درجة الحرارة على مدار السنة، إذ أنه من



(شكل رقم ٨٠-٧) أقاليم الحرارة والرطوبة (ثورنثويت ١٩٢١)

المتوقع أن يكون لمحطتين قيمة الفاعلية السنوية نفسها، ولكن المحطة الأولى تكون فيها معظم الفاعلية محصورة فى فصل الصيف، بينما نجد فى الأخرى العكس.

$$(\text{التركيز الصيفى لفاعلية الحرارة} = \frac{\text{فاعلية الحرارة فى أشهر الصيف}}{\text{فاعلية الحرارة السنوية}} \times ١٠٠)$$

ويتراوح مدى التركز الصيفى بوجه عام بين ٢٥ - ١٠٠، وتختلف قيمته تبعاً لدرجة العرض والبعد عن البحر. وعلى أساس درجة التركز الحرارية، ميز «ثورنثويت» بين خمسة أقاليم مناخية حرارية، هى كالآتى:

وحسب درجة كفاية الفاعلية الحرارية لنمو النبات ميز «ثورنثويت» ثمانية أقاليم مناخية، وهى كالآتى:

نسبة التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة	النمط المناخي
٢٥ - ٣٤٪	a
٣٥ - ٤٩٪	b
٥٠ - ٦٩٪	c
٧٠ - ٩٩٪	d
١٠٠٪	e

وفيما يلى جدول (٤-٧) يبين الأقاليم المناخية تبعاً لعناصر التصنيف المختلفة وحسب الرموز المستخدمة:

أقاليم فيها كفاية حرارية		أقاليم ليس فيها كفاية حرارية	
A	غابة مطرية	D′	تاييجا
B	غابة	E′	تندرا
C	أرض عشبية	F′	صقيع وثلج دائم
D	استبس		
E	صحراء		

والشكل (٩-٧) يوضح توزيع الأقاليم المناخية على سطح كوكب الأرض حسب تصنيف ثورنثويت الأول عام ١٩٣١.

جدول رقم (٤-٧)

الأقاليم المناخية لثونثويت حسب عناصر التصنيف المختلفة

فاعلية المطر	فاعلية الحرارية	فصيلة المطر	فصيلة الحرارة
A	A	r	a
B	B	s	b
C	C	w	c
D	D	d	d
E	E		e
	F		

ثانياً- تصنيف عام ١٩٤٨

إذا كان هذا التصنيف يتشابه مع التصنيف السابق فى العناصر التى يعتمد عليها وهى: عنصر الرطوبة، عنصر الحرارة، التوزيع الفصلى للقيمة الفعلية للمطر (الرطوبة)، والتركيز الصيفى لفاعلية الحرارة. فإن التصنيفين مختلفان عن بعضهما بصورة واضحة. ففى التصنيف الأول (١٩٣١) حددت الأنماط المناخية على أساس دراسة توزيع النبات والتربة ومظاهر التصريف المائى، بينما فى التصنيف الجديد حددت المناخات بصورة رياضية والحدود وقعت تبعاً لمعلومات وقيم احصائية، والاختلاف يظهر أيضا نتيجة التغير فى النظرة إلى دور النبات. فالدراسات المبكرة التى قام بها كوبن اتخذ النبات مؤشرا مناخيا مفسرا لكل العناصر المناخية

(شكل رقم ٩-٧)

الأقاليم المناخية في العالم حسب تصنيف ثورنثويت ١٩٣١

بينما الدراسة الحالية تنظر إلى النبات على أنه عبارة عن أداة طبيعية وظيفتها نقل الماء من التربة إلى الجو، أى أن النبات يعد وسيلة للتبخر، كما أن الغيوم وسيلة للتساقط.

وتعد طاقة التبخر / النتح نقطة الأساس فى تصنيف ثورنثويت الجديد، إضافة إلى أنه يعطى فكرة عن التوازن المائى عن طريق تحديدكمية النقص فى الماء أو الفائض الذى يستخدم فى شكل معادلة رياضية لتحديد دليل أو مؤشر الرطوبة.

طاقة التبخر / النتح Potential Evapotranspiration

لايمكن تحديد نوعية المناخ ما إذا كان جافاً أو رطباً من خلال معرفة التساقط فقط، بل يجب معرفة ما اذا كان التساقط أكبر أو أقل من احتياج الماء للتبخر والنتح، وإذا كانت أهمية كل من التساقط والتبخر/النتح تبدو متقارية، وأن كانا يرجعان إلى أسباب مناخية مختلفة، فانهما يختلفان عن بعض سواء فى الكمية أو فى التوزيع الشهرى والفصلى، ففى بعض الأمكنة نجد أن الأمطار الساقطة شهرياً تكون أكثر من التبخر من التربة واستهلاك النبات للماء، وبالتالى يوجد حينئذ فائض مائى، وهذا الفائض يتسرب إلى باطن الأرض أو يجرى على شكل جداول وأنهار على سطح الأرض حتى البحر، بينما فى أمكنة أخرى فإن الأمطار الساقطة شهرياً تكون أقل مما تستغله التربة فى التبخر والنبات فى النتح، وبالتالى لايوجد فى هذه الحالة أى فائض مائى، بل يوجد نقص وانعدام فى الجريان السطحى للماء، ماعدا المناطق التى تتميز بتربتها غير منفذة للماء.

وتعد طاقة التبخر/ النتح، حسب وجهة نظر ثورنثويت، عبارة عن كمية المياه التى تتبخر من التربة وتفقد من النباتات بوساطة النتح، فيما لو افترض وجود غطاء نباتى أخضر ومورد مياه دائم يمد التربة باستمرار وهذا المقدار الافتراضى لما يفقد من التربة والنبات هو فى الواقع مقدار المياه اللازمة لمنطقة ما كى لايكون المناخ فيها جافاً. ويجب أن لانخلط بين التبخر/ النتح الفعلى وطاقة التبخر/ النتح. حيث أن التبخر/ النتح الفعلى هو قيمة حقيقة تتم فى الظروف العادية لمنطقة ما ويمكن قياسها، بينما طاقة التبخر/ النتح فهى قيمة افتراضية ونظرية ومثالية فمثلا يكون التبخر/ النتح قليلا فى منطقة صحراوية نباتها قليل، وقد يصل التبخر/ النتح إلى أقصاه فى منطقة تتميز بزيادة مواردها المائية.

ولما كانت طاقة التبخر/ النتح تختلف قيمتها باختلاف نوعية التربة والغطاء النباتى،ودرجة الحرارة، لذا فإن ثورنثويت قدر قيمة المياه التى تخزن فى منطقة الجذور فى التربة بأنها تتفاوت بين ٢٥ – ١٠٠ – ٤٠٠ ملم تبعاً لنوع التربة وعمقها وبنيتها. ولقد وضع «ثورنثويت» معادلة لحساب طاقة التبخر/ النتح وذلك بالاعتماد على متوسط الحرارة الشهرى والمعادلة هى الآتية:

$$\text{طاقة التبخر/ النتح} = ١,٦ \left(\frac{١٠ \times \text{المتوسط الشهرى للحرارى}}{\text{مجموع القيم الشهرية للمعامل الحرارى}} \right) ع$$

حيث يحسب المعامل الحرارى من:

$$\text{المعامل الحرارى} = \left(\frac{\text{متوسط الحرارة الشهرى}}{٥}\right)^{١,٥١٤}$$

أما ع =

$$٠,٦٧٥١ \times ١٠^{-٦} \times I^{٣} + ٠,٧٧١١ \times ١٠^{-٤} \times I^{٢} + ٠,١٧٩٢١ \times ١٠^{-٢} \times I + ٠,٤٩٢٣٩$$

حيث I هى المعامل الحرارى السنوى

(١) معامل الرطوبة

من الواضح الآن أنه ليس بالإمكان معرفة معامل الرطوبة، بمجرد مقارنة قيمة التبخر/ النتح من التربة والنبات مع التساقط، ولكن يجب أخذ طاقة التبخر/ النتح فى الحسبان نتيجة للدور الذى تلعبه والذى لايقل عن الدور الذى يقوم به التساقط، إذ أنه بمقارنة الأمطار مع طاقة التبخر/ النتح يمكن معرفة مدى الحاجة للماء، وما إذا كان هناك نقص فى الماء أو زيادة، وعندئذ يكون المناخ رطباً أو التساقط جافاً. فعندما تكون كمية التساقط أكبر من طاقة التبخر/ النتح فعندئذ يكون هناك فائض من الماء، أما إذا كانت طاقة التبخر/ النتح أكبر من قيمة التبخر/ النتح الفعلى فالمنطقة يكون فيها عجز مائى، والزراعة تكون بحاجة إلى الرى. ولقد استخدم ثورنثويت كلاً من الفائض المائى والعجز المائى بجانب طاقة التبخر/ النتح للتعبير عن درجة الرطوبة والجفاف وذلك فى شكل معادلات رياضية كالآتى:

(١) (معامل الرطوبة = $\frac{\text{١٠٠} \times \text{كمية المياه الفائضة}}{\text{طاقة التبخر / النتح}}$)

(٢) (معامل الجفاف = $\frac{\text{١٠٠} \times \text{كمية العجز فى المياه}}{\text{طاقة التبخر / النتح}}$)

فى حال انعدام التساقط فان معامل الجفاف يبلغ حده الأقصى، وعنده يكون العجز المائى معادلاً لطاقة التبخر/ النتح، ومعامل الجفاف يساوى ١٠٠ ٪. أما معامل الرطوبة فلايصل حده الأقصى الا عندما تكون كمية التساقط معادلة لضعف طاقة التبخر/ النتح. ونتيجة لتعاقب العجز المائى والفائض المائى فى فصول السنة المختلفة، فلقد أدخلهما ثورنثويت معاً فى حساب معامل الرطوبة. وعلى الرغم من أن الزيادة فى الماء فى فصل من الفصول لايمكنها أن تمنع العجز فى فصل آخر، لكن مايخزن من الماء فى التربة يعوض جزئياً هذا العجز. ولقد عد ثورنثويت أن الزيادة من المياه بمقدار ٦٠ ملم فى أحد الفصول يمكنها أن تعوض عجزاً مقداره ١٠٠ ملم فى فصل آخر.

وهكذا نجد أنه عند حساب معامل الرطوبة، فإن مؤشر الرطوبة يكون أكثر وزناً وأهمية من مؤشر الجفاف، حيث أن مؤشر الجفاف تشكل $\frac{٦}{١٠}$ قيمة مؤشر الرطوبة، وعلى هذا الأساس

فإن العلاقة الرياضية التى وضعها ثورنثويت لحساب معامل الرطوبة يكون على الشكل التالى:

(معامل الرطوبة = $\frac{\text{المياه الزائدة} \times ١٠٠ - \text{العجز في المياه} \times ٦٠}{\text{طاقة التبخر / النتح}}$)

وعندما تكون قيم معامل الرطوبة ايجابية فالمناخ يكون عندئذ رطباً، وعندما تكون القيم سلبية فإن المناخ عندها يكون جافاً.

وفيما يلى أقاليم الرطوبة مع قيم حدودها تبعا للتدرج التصنيفي الذى وضعه «ثورنثويت» عام ١٩٤٨:

	الرمز	النمط المناخي	معامل الرطوبة
	A	رطب جدا	١٠٠ فأكثر
B	B_4	رطب	١٠٠ - ٨٠
B	B_3	رطب	٨٠ - ٦٠
B	B_2	رطب	٦٠ - ٤٠
B	B_1	رطب	٤٠ - ٢٠
C	C_2	شبه رطب (مائل للرطوبة)	٢٠ - صفر
C	C_1	شبه رطب (مائل للجفاف)	صفر إلى - ٢٠
	D	شبه جاف	-٢٠ - ٤٠
	E	جاف	-٤٠ إلى - ٦٠

وتعد الأنماط المناخية السابقة هى نفس الأنماط التى حددها وقدمها ثورنثويت فى تصنيفه السابق فى عام ١٩٣١ ولكن بينما اعتمد فى وضع الحدود فى التصنيف السابق على الطريقة الوصفية المعتمدة على دراسة النبات والتربة ونماذج التصريف المائى، فإن الحدود فى التصنيف الجديد هى حدود منطقية اعتمد ثورنثويت فى وضعها على العلاقة مابين التبخر/النتح والتساقط. وعلى الرغم من ذلك هناك علاقة بين معامل الرطوبة حسب التصنيف الجديد ومعامل الرطوبة فى التصنيف القديم وهذه العلاقة تتحدد من المعادلة التالية:

(معامل الرطوبة القديمة = ٠,٨ × معامل الرطوبة الجديدة - ٤٨).

التباين الفصلي لفاعلية الرطوبة:

من المهم معرفة فصلية المناخ حين نقوم بدراسة المناخ فى منطقة من المناطق. فكثيراً

مايتعاقب فصل الجفاف مع فصل الرطوبة، وإذا كانت هناك مناطق يسيطر عليها الجفاف باستمرار فلاشك أن هناك فصلاً يكون أقل جفافا من غيره.

ولقد استخدم ثورنثويت معاملات الجفاف والرطوبة لتحديد فصلية المناخ؛ ففى المناخات الرطبة والتى تكون معامل الرطوبة فيها أكثر من الصفر، استخدم مؤشر الجفاف لمعرفة نوعية العجز المائى الموجود، أما فى المناخات الجافة (C, D,E) التى ينخفض فيها معامل الرطوبة عن الصفر، فعد ثورنثويت مؤشر الرطوبة خير مايدل على نوعية الفائض المائى. وأشار ثورنثويت إلى فصلية الرطوبة برموز معينة.

وفيما يلى التدرج التصنيفى لفصلية الرطوبة الذى وضعه «ثورنثويت» فى حالة المناخات الرطبة والجافة، مع الحدود المناخية الفاصلة بين نوع وأخر (جدول : ٥-٧).

(جدول رقم: ٥-٧)

التدرج التصنيفي لفصلية الرطوبة والأنواع المناخية المرتبطة بها

١- المناخات الرطبة A.B.C_2	الرمز	مؤشر الرطوبة
كمية العجز فى المياه قليلة أو معدومة	r	صفر إلى ١٦,٧
عجز متوسط فى الصيف	S	١٦,٧ - ٣٣,٣
عجز متوسط فى الشتاء	w	١٦,٧ - ٣٣,٣
عجز كبير فى الصيف	S_2	أكثر من ٣٣,٣
عجز كبير فى الشتاء	W_2	أكثر من ٣٣,٣
٢- المناخات الجافة C_1.D.E	**الرمز**	**مؤشر الرطوبة**
كمية المياه الزائدة قليلة أو معدومة	d	صفر إلى ١٠
زيادة متوسطة فى الشتاء	S	١٠ - ٢٠
زيادة متوسطة فى الصيف	W	١٠ - ٢٠
زيادة كبيرة فى الشتاء	S_2	أكثر من ٢٠
زيادة كبيرة فى الصيف	W_2	أكثر من ٢٠

وهكذا يتضح أن هناك عشرة أقاليم مناخية تبعاً لفصلية الرطوبة.

(٢) القيمة الفعلية لدرجة الحرارة:

يعد ثورنثويت طاقة التبخر/ النتح مقياساً لفاعلية الحرارة من جهة، وللترابط مابين درجة الحرارة ودائرة العرض من جهة أخرى، فإن طاقة التبخر/ النتح تصحح كما ذكرنا سابقاً بالنسبة لطول النهار. ولما كانت فاعلية نمو النبات لاتتوقف فقط على درجة الحرارة، ولكنها ترتبط ارتباطاً وثيقاً بكمية الماء اللازمة لتحقيق نمو أفضل، فإن فاعلية الحرارة تقاس بالوحدات المستعملة نفسها في قياس فاعلية الرطوبة.

وبوجه عام فإن أقل التباينات الفصلية في درجة الحرارة تتمثل في المنطقة الأستوائية التي يزيد متوسط الحرارة السنوى فيها على ٢٣°م، وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء تبرز الاختلافات الفصلية بشكل واضح ويتدنى المتوسط السنوى للحرارة لينخفض دون ٢١° عند الحد الجنوبي للنطاق المعتدل الذى يتباطأ فيه النمو شتاء وتزداد الحاجة للماء في فصل الصيف. ونتيجة للحسابات التى قام بها ثورنثويت في النطاق الاستوائى، فإن طاقة التبخر/ النتح (فاعلية الحرارة) بلغت هناك ١١٤سم، ولقد عدت هذه القيمة على أنها الحد الفاصل بين المناخات الحارة والمعتدلة.

وتشابه الأنماط المشتقة من فاعلية الحرارة تلك الأنماط المستمدة من معامل الرطوبة حتى انه يشار إليها برموز مشابهة. وفيما يلى المناخية التى حددها «ثورنثويت» تبعاً لقيم فاعلية الحرارة (طاقة التبخر/ النتح) فى تصنيفه الجديد لعام ١٩٤٨ (جدول : ٦-٧).

جدول رقم (٦-٧)

القيمة الفعلية لدرجة الحرارة والأنماط المناخية لثورنثويت عام ١٩٤٨

القيمة الفعلية لدرجة الحرارة سم	طاقة التبخر / النتح بوصة	النمط المناخي	الرمز	
أكثر من ١١٤,٥	أكثر من ٤٤,٨٨	حار	A	
٩٩,٧ - ١١٤,٥	٣٩,٢٧ - ٤٤,٨٨	معتدل	B	B_4
٨٥,٥ - ٩٩,٧	٣٣,٦٦ - ٣٩,٢٧	معتدل	B	B_3
٧١,٢ - ٨٥,٥	٢٨,٠٥ - ٣٣,٦٦	معتدل	B	B_2
٥٧,٠ - ٧١,٢	٢٢,٤٤ - ٢٨,٠٥	معتدل	B	B_1
٤٢,٧ - ٥٧,٠	١٦,٨٣ - ٢٢,٤٤	بارد	C	C_1
٢٨,٥ - ٤٢,٧	١١,٢٢ - ١٦,٨٣	بارد	C	C_2
١٤,٢ - ٢٨,٥	٥,٦١ - ١١,٢٢	تندرا	D	
أقل من ١٤,٢	أقل من ٥,٦١	صقيع	E	

التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة

بما أن طول اليوم يكون ثابتاً إلى حد ما في شهور السنة المختلفة، وحيث أن درجة الحرارة قليلة التغير، فإن الإختلافات الفصلية في طاقة التبخر/ النتح تكون قليلة جداً في المنطقة الاستوائية. ولذلك فإن التبخر/ النتح في أي ثلاثة أشهر متتالية تكون مساوية ٢٥ ٪ من طاقة التبخر/ النتح السنوية. ومن جهة أخرى فإن فصل النمو في المناطق القطبية يكون قصيراً ومحصوراً في أشهر الصيف الثلاثة، ولذلك فإن طاقة التبخر/ النتح في تلك الأشهر تساوي ١٠٠ ٪ من الطاقة السنوية، وبين هذين الحدين، فإن طاقة التبخر/ النتح تتناقص من المناخات الحارة إلى المناخات المتجمدة (E) وأن الجزء الذي يكون متركزاً في فصل الصيف يتزايد بالاتجاه نفسه من ٢٥ ٪ إلى ١٠٠ ٪. ويبدو أن التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة متناسب بصورة عكسية مع لوغاريتم طاقة التبخر/ النتح السنوية، كما يظهر من المعادلة الآتية.

(التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة = ١٥٧,٧٦ - ٦٦,٤٤ × لو طاقة التبخر/ النتح السنوية «بوصة»)

كما يمكن أن يحسب التركز الصيفي من العلاقة بين طاقة التبخر/ النتح في الصيف والطاقة السنوية.

حيث:

التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة = $\frac{\text{طاقة التبخر / النتح في فصل الصيف}}{\text{طاقة التبخر / النتح السنوية}}$ × ١٠٠

وبناء على ذلك ميز «ثورنثويت» بين أربعة أنماط مناخية رئيسية كل منها تحتوي على نسبةمعينة من التركز الصيفي، وهذه الأنماط المناخية هي كالآتي تبعاً لقيمة التركز الصيفي (جدول: ٧-٧).

هذا ومن الممكن أحيانا أن نجد التطابق مفقود مابين النمط المناخي الناتج من التركز الصيفي والنمط الناتج من الفاعلية الحرارية السنوية. فمثلاً نجد أنه في سان فرانسيكو تبلغ طاقة التبخر/ النتح فيها نحو ٢٧,٠٩ بوصة، ونسبة التركز الصيفي تعادل ٣٣,٣ ٪، فالمناخ فيها يكون حاراً (a)، بينما يكون من النمط المعتدل الأول (B_1) بالنظر إلى فاعلية الحرارة السنوية، وسان فرانسيسكو مثال للمناخ البحري.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن ثورنثويت قام في عام ١٩٥٥ بتنقيح تصنيفه الجديد لعام ١٩٤٨، مدخلاً بذلك عليه بعض التغييرات الطفيفة، ذلك أن عنصر التعويض المائي تتغير درجته من مكان إلى آخر تبعاً لكمية الرطوبة الفصلية في التربة والتي يلعب التبخر دوراً كبيراً في تحديد كميتها ولهذا أعطى الغطاء النباتي ونوع التربةأهميته في ذلك وألغى عنصر التعويض، بحيث أصبحت معادلته لحساب معامل رطوبة مكان ما، على الشكل التالي:

جدول رقم (٧-٧)

التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة

والأنماط المناخية لثورنثويت عام ١٩٤٨

التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة %	النمط المناخي	الرمز	
أقل من ٤٨,٠ ٪	حار	a	a
٤٨,٠ – ٥١,٩	معتدل ٤	b_4	b
٥١,٩ – ٥٦,٣	معتدل ٣	b_3	
٥٦,٣ – ٦١,٦	معتدل ٢	b_2	
٦١,٦ – ٦٨,٠	معتدل ١	b_1	
٦٨,٠ – ٧٦,٣	بارد ٢	c_2	c
٧٦,٣ – ٨٨,٠	بارد ١	c_1	
أكثر من ٨٨,٠	تندار		d

$$\text{معامل الرطوبة} = \frac{\text{المياه الزائدة – العجز فى المياه}}{\text{طاقة التبخر / النتح}} \times ١٠٠$$

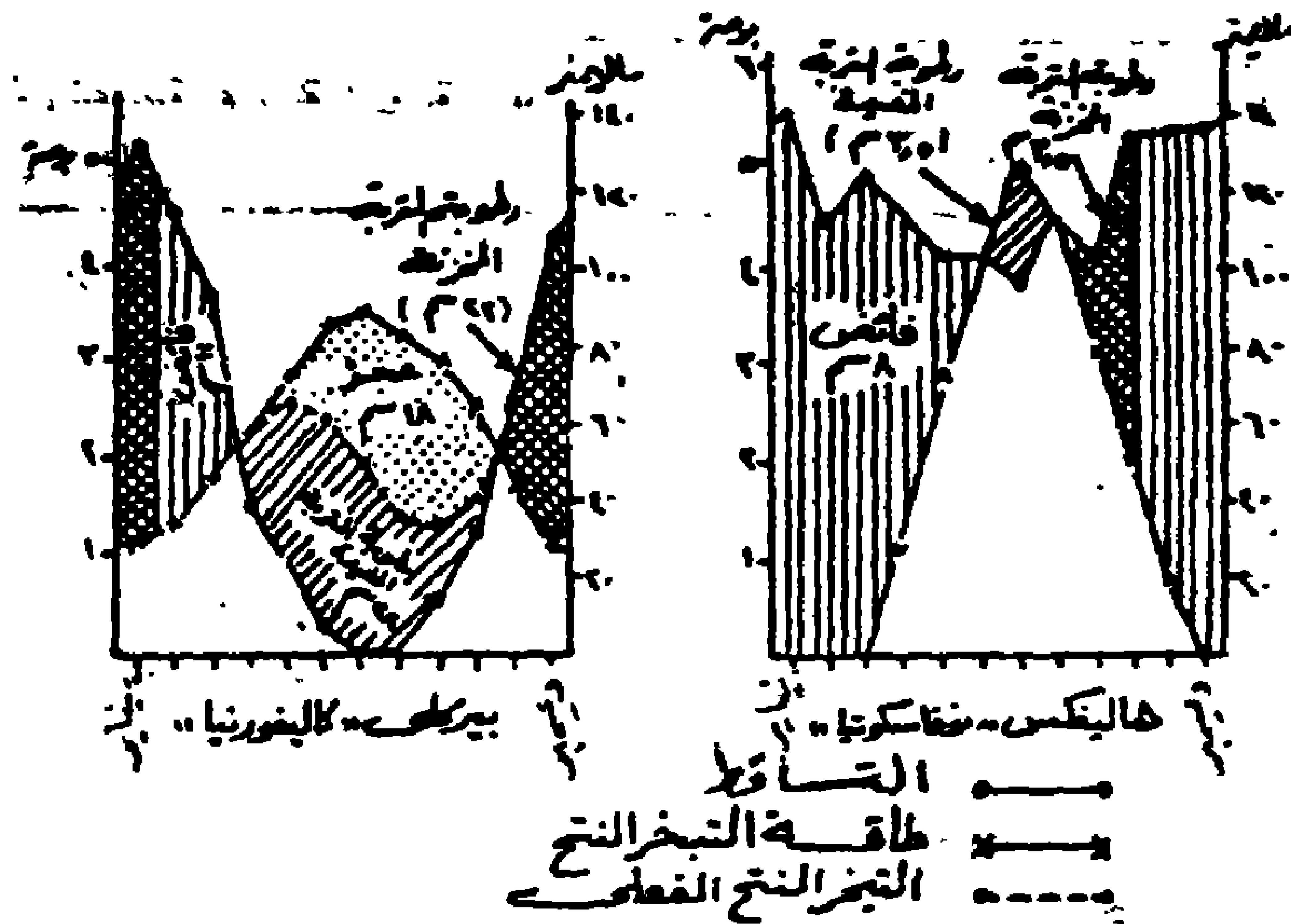
وهذا ما أدى إلى حدوث تغيير فى حدود أقاليمه المناخية (أقاليم الرطوبة) بحيث أصبحت على الشكل التالى (جدول: ٨-٧).

جدول رقم (٨-٧)

معامل الرطوبة وطاقة التبخر/ النتح والأنماط المناخية المرتبطة بهما

معامل الرطوبة	النمط المناخي		طاقة التبخر/ النتح (سم)	النمط المناخي (فاعلية الحرارة)
١٠٠ فأكثر	رطب جدا	A	أكثر من ١١٤	A
١٠٠ – ٢٠	رطب	(B_1-B_4)	١١٤ – ٥٧	B_1-B_4
٢٠ – صفر	شبه رطب (مائل للجفاف)	C_2	٥٧ – ٢٨,٥	C_1 - C_2
صفر إلى – ٣٣	شبه رطب (مائل للرطوبة)	C_1		
–٣٣ إلى ٦٧	شبه جاف	D	٢٨,٥ – ١٤,٢	D
–٦٧ إلى – ١٠٠	جاف	E	أقل من ١٤,٢	E

ومما لاشك فيه أن حساب التوازن المائى لمنطقة ما يعطى الدليل الصحيح عن امكانات تلك المنطقة الاقتصادية (شكل ١٠-٧).



(شكل رقم: ١٠ - ٧) : توازن الرطوبة في بعض محطات العالم حسب مفاهيم ثورنثويت

يتضح من العرض السابق لتصنيف «ثورنثويت» أنه يعطي وزناً أكبر للأحوال السائدة فى فصل الصيف، حيث أن قيمة طاقة التبخر/ النتح تزداد زيادة كبيرة إذا ارتفعت درجات الحرارة، بينما تصل طاقة التبخر/ النتح إلى الصفر، إذا انخفضت درجة الحرارة إلى درجة مئوية واحدة، ومعنى هذا أن الصيف هو مركز الثقل فى النتائج النهائية بخاصة فى العروض المعتدلة حيث ترتفع حرارة الصيف فى حين تنخفض حرارة الشتاء انخفاضاً كبيراً إلى مادون الصفر. ومن عيوب هذا التصنيف أنه فى المناطق التي يسقط مطرها فى الصيف إذا قورنت كمية المطر بكمية التبخر/ النتح فإن العجز سيكون قليلاً لأن المطر يزداد فى الوقت نفسه الذى تزداد فيه كمية التبخر/ النتح وبذلك يقل العجز أو ينعدم.

وتبدو المناطق ذات المطر الصيفى أكثر رطوبة فى حقيقتها تبعاً لمفاهيم ثورنثويت كما هى الحال في شرق الولايات المتحدة الأمريكية. وعكس هذا تماما يحدث فى المناطق ذات المطر الشتوى، إذ أن الحرارة ترتفع فى فصل الصيف، وترتفع قيمة التبخر/النتح تبعاً لذلك، بينما لايوجد مطر، وهذا يؤدى إلى زيادة العجز المائى وبالتالى تبدو المناطق ذات المطر الشتوى أكثر جفافاً من حقيقتها.

وبمقارنة تصنيف كوبن مع تصنيف ثورنثويت، نجد أن كوبن يعتقد أن القيمة الفعلية للمطر تكون أكثر إذا سقط فى فصل الشتاء عندما تنخفض الحرارة ويقل التبخر والعكس صحيح. بينما نجد أن ثورنثويت يعتقد أن المناخ يكون رطباً إذا توافق فصل الحرارة المرتفعة مع فصل المطر الغزير، أو بمعنى آخر أن المناخ يكون رطباً إذا سقط فيه المطر عندما تشتد الحاجة إليه.

غير أنه مهما قيل عن تصنيف ثورنثويت وما به من عيوب فانه لاشك يتفوق على تصنيف كوبن ومعظم التصنيفات المناخية الأخرى، إذ أنه يعطى قيماً مستمرة فوق سطح الأرض للحرارة والرطوبة، علاوة على أنه ينتج عنه أقاليم عديدة على حين يعطى تصنيف كوبن ثلاثة أقاليم فقط فى حالة الرطوبة.

وبالإضافة إلى ما سبق فإن العناصر التى أعتمد عليها ثورنثويت فى تصنيفه تعطى فكرة واضحة عن التوازن المائى، كما توضح بجلاء درجة الكفاية المائية للمحاصيل الزراعية، وذلك من خلال تحديد كمية الفائض المائى والعجز فى كمية المياه، وهذا يساعد على معرفة درجة التعويض فى مناطق المطر الفصلى وبالتالى مدى قدرة نجاح زراعات معينة فى فصل الجفاف تبعاً لدرجة التعويض. ومهما يكن من أمر فإن فكرة التوازن المائى التى وضعها ثورنثويت تعد من الأركان الهامة فى الدراسات الهيدرولوجية الحديثة كما تعد أساساً للقيام بأى تخطيط اقتصادى زراعى.

من هذا العرض والمقارنة بين بعض التصنيفات المناخية، يتضح لنا أنه لايوجد تصنيف واحد متكامل يفى بجميع الأغراض التى يتطلبها الجغرافيون. فنحن نحتاج إلى تصنيف بسيط مثل تصنيف كوبن، وتصنيف يعتمد على عناصر المناخ بالتفصيل مثل تصنيف ثورنثويت. وتصنيف غير معقد بحيث يعطى نتائج دقيقة مثل تصنيف بيلى. غير أن أحداً لم يتوصل حتى الآن إلى مثل هذا التصنيف المتكامل. إلا أن الأمل مازال معقوداً لتحقيق هذا الهدف فى المستقبل إذا استمرت الدراسات المناخية فى تقدمها فى هذا الفرع من فروع علم المناخ.

وبناء على العرض السابق لأسس التصنيف المناخى وطرقه والتصنيفات المناخية المشهورة يتضح لنا أن أنواع المناخ المختلفة (شكل رقم :١١ - ٧) هى نتيجة لنظام الحرارة والرطوبة وتوزيعاتهما الفصلية (شكل رقم : ١٢-٧) ومايرتبط بذلك من غطاء نباتى طبيعى. وتبعاً لذلك فإنه يمكن أن نقسم العالم إلى أربعة أقاليم مناخية رئيسية تنقسم كل منها إلى أقاليم مناخية فرعية مميزة وذلك على النحو التالى.

أقاليم العالم المناخية

أولاً: الأقاليم الإستوائية والمدارية:

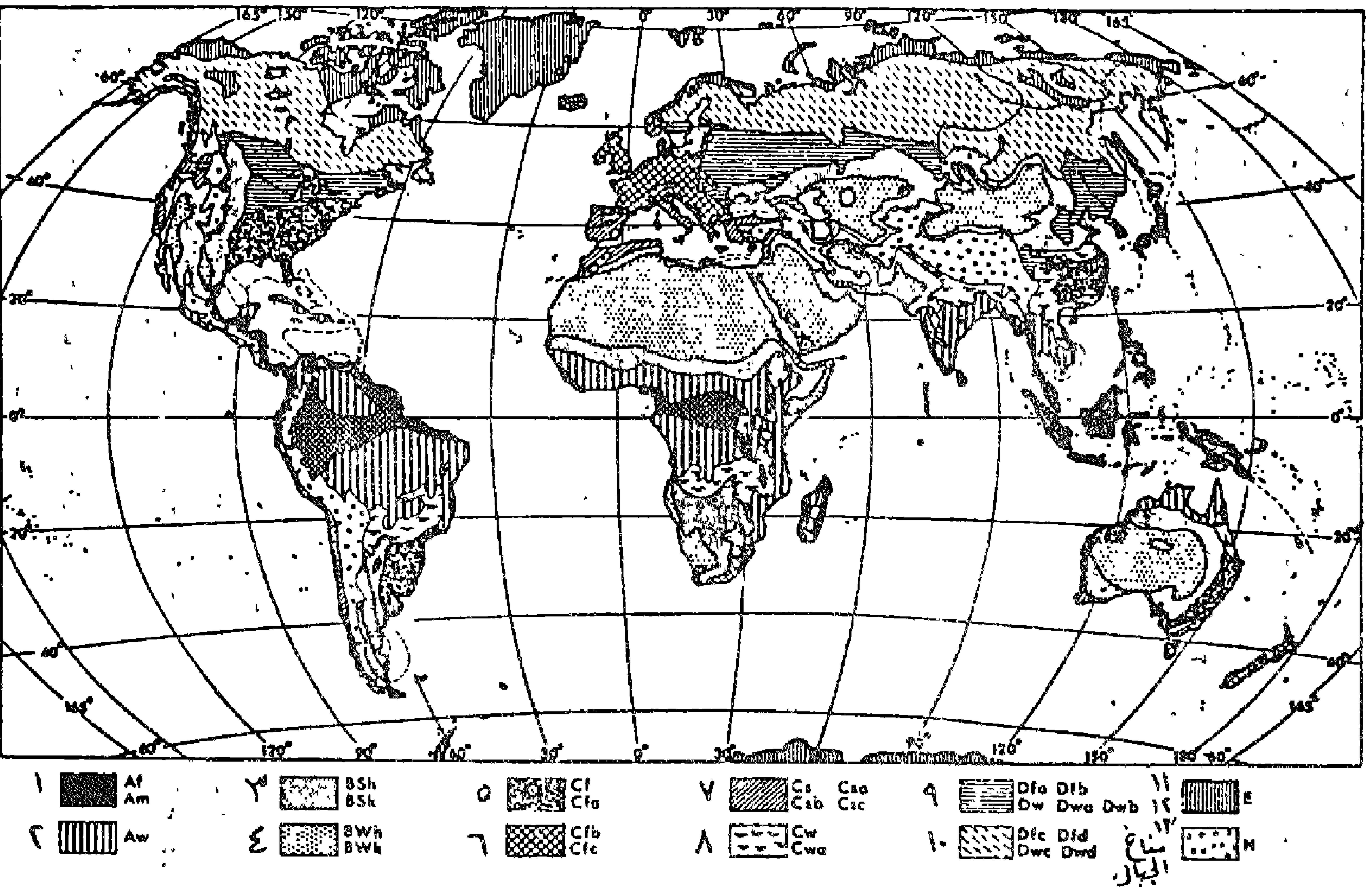
وهذه تتميز بإرتفاع درجة الحرارة طوال العام، كما أنها تخضع لسيطرة الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية. وتشمل هذه الأقاليم كل المناطق الواقعة بين نطاقى الضغط المرتفع فيما وراء المدارين ونطاق الضغط المنخفض الإستوائى ونطاق هبوب الرياح التجارية الشرقية. وأهم الظواهر المناخية لهذه الأقاليم هى شدة الإشعاع الشمسى طوال العام. ويشمل هذا النوع من الأقاليم الآتية:

١- المناخ الإستوائى أو المدارى الدائم الممطر.

٢- المناخ المدارى ذو الفصل الجاف.

٣- المناخ الموسمى.

٤- المناخ المدارى الجاف وشبه الجاف.



(شكل رقم ١١: ٧) توزيع الأقاليم المناخية في العالم (الأرقام تدل على الأنواع المناخية الواردة في متين هذا الفصل)

ثانياً: الأقاليم دون المدارية والمعتدلة:

تتمثل هذه الأقاليم في العروض الوسطى في نصفي كوكب الأرض والتي تتميز بتقابل الكتل الهوائية الدفيئة بالكتل الباردة، وفصول السنة فيها توصف بأنها دفيئة أو باردة أكثر من كونها رطبة أو جافة. كما تتميز بالتغيرات الحرارية من فصل لآخر وكذلك بكثرة الأعاصير التي تسبب الأمطار. ويسيطر على هذه الأقاليم الكتل الهوائية القطبية القارية والبحرية. ويشمل هذا النوع المناخي الأقاليم الفرعية الآتية:

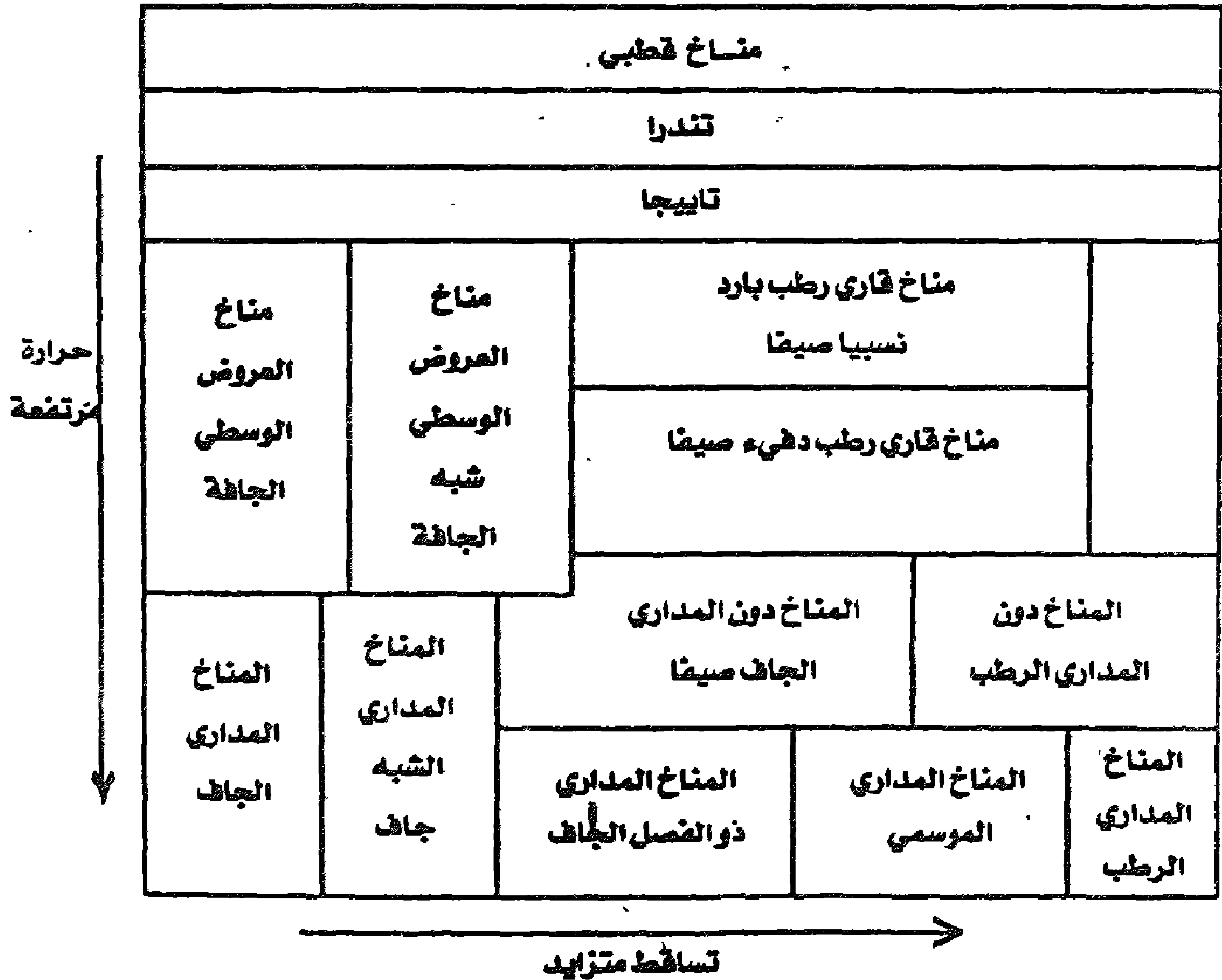
٥- المناخ دون المداري الجاف صيفاً.

٦- المناخ دون المداري الرطب.٧- المناخ البحري.

٨- مناخ العروض الوسطى الجاف وشبه الجاف.

٩- المناخ القاري الرطب الدافيء صيفاً.

١٠- المناخ القاري الرطب البارد نوعاً صيفاً.



(شكل رقم ١٢، - ٧) العلاقة بين التساقط والحرارة وتوزيع الأقاليم المناخية

ثالثاً: أقاليم المناخ البارد:

أهم خصائص هذا المناخ هو البرودة نتيجة إختلافات فى الخصائص الحرارية والتساقط، كما أن أقاليم هذا المناخ تقع تحت تأثير الكتل الهوائية الباردة لقربها من القطب. وأنواع هذا المناخ ثلاثة وهى:

١١ -المناخ دون القطبى (التايجا)

١٢ - التندرا.

١٣ - المناخ القطبى.

رابعاً: الأقاليم التي يسيطر عليها عامل الارتفاع (مناخ المرتفعات)

يسود هذا النوع من المناخ فى المناطق الجبلية العظيمة الارتفاع مثل السلاسل الجبلية الالتوائية (جبال الروكى والانديز، الهيملايا والألب) ومايتصل بها من هضاب وسلاسل ألبية حديثة . وأهم خصائص هذا النوع من المناخ هو تنوع نطاقاته على الجبال ويتوقف ذلك على إرتفاع الجبال ومواقعها بالنسبة لدوائر العرض ونظام التضاريس المحلية.

والتقسيم السابق يعتمد كما هو واضح اعتماداً كبيراً على درجة الحرارة والتساقط وتوزيعها الفصلى وعلاقة ذلك بالغطاء النباتى الطبيعى، وعلى الرغم من أن مثل هذا التقسيم يعتمد تحديده على عمليات حسابية دقيقة تحدد العديد من الأنواع المناخية الفرعية إلا أنه يساعدنا على التعرف ودراسة أنماط المناخ الرئيسية مما يؤكد وجود نسق أو نظام لأنواع المناخ على سطح كوكب الأرض.

المراجع

- المراجع العربية
- المراجع الأجنبية

المراجـع

أولاً: المراجع العربية:

- أحمد إسماعيل عبد الرؤوف: زراعة الحقل، الجزء الأول، القاهرة، ١٩٤٨ .
- أحمد عبد السلام: أثر العوامل المناخية في نمو وإنتاج محاصيل الخضر، مجلة الفلاحة العدد ٩، ١٠، ١٩٦٩ .
- الجمعية الكيمياوية الأمريكية، مكافحة تلوث البيئة. واشنطن، ١٩٦٩ ترجمة : أنور محمود عبد الواحد، القاهرة، ١٩٧٢ .
- السيد البحيري: الخواص الطبيعية للأراضي الزراعية، الطبعة الأولى، القاهرة، ١٩٣٨ .
- جودة حسنين جودة: الجغرافية المناخية والحيوية، الاسكندرية، ١٩٩٦ .
- حسن أبو العينين : أصول الجغرافيا المناخية، الاسكندرية ، ١٩٨٨ .
- خالد المطري : الجغرافيا الحيوية ، جدة ١٩٨١ .
- دولت أحمد صادق، علي علي البنا: أسس الجغرافيا العامة. القاهرة ١٩٦٦ .
- شاهر جمال آغا: علم المناخ والمياه - الجزء الأول - علم المناخ، دمشق ، ١٩٧٨ .
- عايدة بشارة: التوطن الصناعي في الإقليم المصري، القاهرة ١٩٦٢ .
- عبد الرحمن حميدة: علم المناخ، دمشق، ١٩٦٩ .
- عبد العزيز طريح شرف: مناخ العالم. الجزء الثاني. التقسيمات المناخية ومناخ أفريقية، الإسكندرية ١٩٦٣ .
- عبد العزيز طريح شرف: الجغرافيا المناخية والنباتية، الإسكندرية، ١٩٧٤ .
- علي عبد الوهاب شاهين: محاضرات في جغرافية المناخ والنبات، جامعة بيروت العربية، ١٩٦٥ .
- عبد الله زين العابدين: الطبيعة الزراعية، الطبعة الثالثة، القاهرة، ١٩٤٤ .
- علي علي البنا: أسس الجغرافية المناخية والنباتية، بيروت، ١٩٦٨ .
- علي علي الخشن، محمود حبيب: القواعد الأساسية لإنتاج المحاصيل، الجزء الأول، الإسكندرية، ١٩٦٣ .
- علي مصطفى مرسي: محاصيل الحقل، الجزء، الأول القاهرة، ١٩٦١ .
- علي حسن موسى: المناخ الإقليمي، دمشق، ١٩٧٨ .
- علي حسن موسى: الوجيز في المناخ التطبيقي، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٢ ..
- علي حسن موسى: مناخات العالم، دار الفكر، دمشق ، ١٩٨٩ .
- علي حسن موسى : أساسيات علم المناخ، دار الفكر، دمشق، ١٩٩٤م .
- علي حسن موسى: النينو، دار الفكر دمشق، ٢٠٠٠ .
- فتحي عبد العزيز أبو راضي: أسس الجغرافية الطبيعية، الإسكندرية، ٢٠٠٢ .
- فتحي محمد أبو عيانة، فتحي عبد العزيز أبو راضي: قواعد الجغرافيا العامة: الطبيعية والبشرية، ٢٠٠٢ .
- فرج محمد علي: بعض مشكلات الأرصاد الجوية الزراعية، الموسم الثقافي السابع، ٦٢، ٦٣، مصلحة الأرصاد الجوية ، القاهرة ، ١٩٦٢ .
- فهمي هلالي أبو العطا: الطقس والمناخ - دراسة في طبيعة الجو وجغرافية الإسكندرية، ب. ت.

- كمال رمزى ستينو: زراعة الخضر، الطبعة الرابعة، القاهرة، ١٩٥١.
- لؤى أهدلى ،علم المناخ والأرصاد الجوية، دمشق، ١٩٧٣.
- ليلى عبد الواحد: الأرصاد الجوية والإنتاج الزراعى، الصحيفة الزراعية ،مارس ١٩٦٩،.
- محمد حلمى محمد جعفر: منطقة قليوب، دراسة فى الجغرافية الزراعية، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية الآداب، جامعة عين شمس، القاهرة، ١٩٦٦/٦٥.
- محمد خميس الزوكه: مناطق الإستصلاح الزراعى فى غرب الدلتا، رسالة ماجستير غير منشور، كلية الآداب، نوفمبر، الإسكندرية ١٩٦٨.
-محمد متولى، إبراهيم رزقانه، محمد صفى الدين أبو العز، محمد صبحى عبد الحكيم: أسس الجغرافية الطبيعية، الجزء الثانى، الجغرافية المناخية، القاهرة، ١٩٥٤.
- محمد متولى، إبراهيم رزقانه، محمد صفى الدين أبو العز، محمد صبحى عبد الحكيم: أسس الجغرافيا الطبيعية. الجزء الثالث، الجغرافيا الحيوية، القاهرة، ١٩٥٦.
- محمد جمال الدين الفندى: الطبيعة الجوية – القاهرة ١٩٦٤.
- محمد جمال الدين الفندى: طبيعيات الجو وظواهره ، القاهرة، ١٩٥٦.
- محمد جمال الدين الفندى: الأرصاد الجوية فى خدمة الطيران، مجلة القوات الجوية، العدد ١٩٦٨ ،سبتمبر القاهرة، ١٩٦٩،
- محمد صبحى عبد الحكيم: مدينة الإسكندرية، رسالة دكتوراه، القاهرة، ١٩٥٨.
- محمد محمود الصياد: مناخ غرب الدلتا ، مجلة كلية الآداب، القاهرة، الجزء الثانى، ،سبتمبر، القاهرة ١٩٥٣.
- محمد نجيب عبد العظيم: علم المناخ المعاصر، الاسكندرية، ١٩٩٦.
- محمود حامد محمد: (الميتورولوجيا، أو ظواهر الجو فى الدنيا ومصر خاصة)، القاهرة، ١٩٤٧.
- نعمان شحادة: علم المناخ، عمان ، ١٩٨٣.
- نعمان شحادة: المناخ العملى، عمان ، ١٩٨٣.
- يوسف تونى: جغرافية الأحياء: الجزء الأول. جغرافية النبات، القاهرة ١٩٦١.
- يوسف عبد المجيد فايد: مدخل إلى دراسة المناخ التفصيلى. حوليات كلية الآداب، جامعة القاهرة، مجلد ٢٥ ، جزء ٢ ، كانون الأول، ١٩٦٣.
- يوسف عبد المجيد فايد ،دراسات مقارنة للتصنيفات المناخية،. الجمعية الجغرافية المصرية، القاهرة، المحاظرات العامة، الموسم الثقافى لسنة ١٩٦٣،.
- يوسف عبد المجيد فايد: المناخ والإنسان، مجلة المحاضرات العامة، للجمعية الجغرافية المصرية، للموسم الثقافى، ١٩٦٤، القاهرة ١٩٦٤.
- يوسف عبد المجيد فايد: خرائط الطقس والمناخ بين الميتورولوجيا والجغرافية، المجلة الجغرافية العربية، السنة الأولى، العدد الأول ، القاهرة ١٩٦٨.
- يوسف عبد المجيد فايد: جغرافية المناخ والنبات القاهرة، ١٩٧٣.

ثانياً: المراجع الأجنبية:

-Abedl- Kader A.Ali: El Nino events and Rainfall Variations in The Sahel Region of Africa. Bulletin De La Societe de Geographie D'Egypte, Tome . 1993.
-Ann Henderson- Sellers and Robinson, P.J.: Contemporary Climatology, Longman, 1988.
- Aubert, G., Arid ZoneSoils.: The Problems of The Arid Zone. Proceedings of The Paris Saymposum. Unesco, 1962).

- Ayoade, J.O. "Introduction to Climatology for the Tropics". John Wiley & Sons, 1983.
-Bailey, H.P;: **A Simple Moisture Index Based Upon a Primary Law of Evaporation". Geografiska Annaler**, 1958.
- Balls, L. : "Cotton Growing Weather in Egypt, Report of The International Cotton Congress, Cairo, 1930.
- Barrett, E.C;: "Climatology Form Satellites". London, 1975.
-Barry, R. G & Chorley, R. J;: "Atmosphere, Wather and Climate". (4th edn), Methuen 1982.
- Bliar, T & Fite, R.C., :"Weather Elements". New York, 1965.
- Bliar, T.,: "Climatology, General and Regional". New York, 1970.
- Boswell, V.R. & Jones, H.A. : "Climate and Vegetable Crops, Year Book of Agric. Washington, 1941.
- Brooks, G.E.P.: "Climate in Everday Life" 1950.
- Bruce, J.P."**The Atmosphere of The Living Planet Earth**". Geneva, wmo, No. 735, 1990.
- Buchnell, J., : Climatology, An Introduction. London, 1964.
- Budyko, M.I., : The Earh's Climate: Past and Furture, Academic Press, 1982.
- Bunting, B.T,: The Geography of Soil.2 nd. Ed. London, 1967.
- Cain, Stanley,: "Physical Basis of Plant Geography", 1950.
- Camphell, D. H.: "An outline of Plant Geography", 1962.
- Chandler, J.J;: "The Climate of London". London. 1965.
- Chandler, T.J.: "Modern Meteorology and Climatology". Harvard University Press. 1950.
- Chang, Jen-Hu; :"Climate and Agriculuure". Chicago, 1968.
- Cone, M.A.:"**Oceanographic Events during El-Nino**, Science, 222, 1983.
- Conrad. V & Pollak, L.W;: "Methods in Climatology". Harvard Uniersity Press, 1950.
- Critchfield, H. J;: "General Climatology". Englewood Cliffs New Jersey, 1966.
- Decan, E.J;: "**Physical Processes Near The Surface of The Earth**". World Survey of Climatology, Vol.2, General Climatology, 2 Elsver Publishing Company, Amstrdam, 1969.
- Derrik Sewell, E.R. & Others : "**Human Response to Weather and Climate, Geographical Contributions**, Geog. Rev. No. 18, April, 1968.
- Dix, M;:"Envionmental Pollution". New York, 1981.
- Donahue, R.L., Soils, : An Introduction to Soils and Plant Growth, 1958.
- Flohn, H. (editor) : General Climatology 2, 1970.(World Survey of Climatology. Vol. II).
- Gates, D.M;: "Mand and his Environment: Climate". Harper and Row, 1972.
- Geiger, R;: "The Climate Near The Ground" Harvard University Press, 1965.
- Griffiths, J.F;: "Applied Climatology; An Introcuction". Oxford University Press, 1970
- Hardy, M.E.: "The Geography of Plants". 1944.
- Haurwitz. B & Austin, M.J.: "Climatology". New York, 1944.
- Hess, S.L; "Introduction to Theoretical Meteorology". New York, 1980.

- Hobbs, J.E;: "Applied Climatology". London, 1980.
- Horrocks, N.K;: "Physical Geography and Climatology". London , 1966.
- Houghton, J.T. (ed.),: The Global Climate, Cambridge University Press. 1984.
- Kendrew, W.G;: "Climatology"., 1944.
- Kendrew, W.G;: "The Climate of The Continents". Oxford, 1953.
- Kimble, O.H.,: "The Weather," 2 nd ed. 1931.
- Koppe, C.E. & De Lond, G.C.: Weather and Climate, N.York 1958..
- Landsberg, H.E;: "Physical Climatalogy". Gray Printing Co, 1967.
- Lave. L. B & Seskin, E. P;: "Air Pollution and Human Health". Science, 169, 1970.
- Lockwood, J.G;: World Climatology : An Environmental Approach, Edward Arnold, 1974.
- Lockwood, J.G;: "Cauces of Climate". London, 1979.
- Magness, A.C. & Mitchell, J.W.: **Effect of Climatic Factors on Growing Plants,** Year - Book of Agriculture. Washington. 1941.
- Magness, G.R. & Traub, H.F.: "**Climatic Adaptation of Fruit and Nut Crops,** Agric: Year Book, Washington, 1941.
- Mather, J.R., "Climatology", Fundamentals and Applications", 1974.
- Mc Dermett, Walsh: "**Air Pollution and Public Health,** Scient, Am.205, 4. 1961.
- Miller, A.A;: "Climatology". London, 1960.
- National Academy of Science, **Understanding Climatic Change: A Program for** Action, U.S. Committee for GARP, National Research Coucil, Washington D.C.1975.
-Namias, J. & Cayan, D.R; **El Nino: Implications fo Forecasting.** Oceanus, 27, 1984.
- Neuberger, H. & Stephens, F.B;: Weather and man, 1948.
- Newbigin, M.I. "Plant and Animal Geography, " 1936 .
- Papadakis, J.;: "Climatic Classification and Terminology Monthly Climate". Buenos Aires, 1978.
- Pack, Donald, H. : "**Meteoroiogy and Air Poilution.** Science,146, 3648, 1964.
- Parry, M. :"**The Climates of Twons,** Weather, Vol 5. No. 10, 1950.
- Philip, A.L.: "**Geograpical aspects of Air Pollution;** Geog. Rev. Vol. 36.1966.
- Philander, S.G.H.: El Nino, La Nina, and The Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, 1990.
- Polunin, N.,: Introduction to Plant Geography, London, 1960.
- O'Hare, Greg & Sweeney, J.: The Atmospheric System". London, 1990.
- Oliver, J.E; : "Climate and Man's Environment". New York, 1973.
-Rasmusson, E. M & Carpenter, T.: **Variations in Tropical Sea Surface Temperuture and Surface Wind Fields Associated With The Southern Oscillation/ El Nino,** Mon. Weather Rev. 110, 1982.
- Rasmusson, E. M & Wallace, J.M .: **Meteorological aspects of Te ElNino/ Southern Oscillation.** Science, 222. 1983.
- Rasmusson, E. M& Hall, J.M.: **The Major Pacefic Warm Episode of 1982/83.**
- Rihel, H;: "Introduction to The Atmosphere". New York, 1978.
- Stamp, L.D., The Land of Britain, It's Use and misuse, London, 1948.
- Sellers, W.D; :"Physical Climatology". Chicago, 1965.

- Setzer, J;: "A New Formula For Precipitation Effectiveess" Geogr Rew, Vol. 36, 1946.
- Sharaf .f.: "Modern Approoch to Regional Climatology as Applied to The British Isles A Thesis Submitted for The Degree of Ph.D in University of Reading, 1951.
- Shukla, J.: **Seasonal Predictions: Enso and Toga**. Center for Ocean - Land Atmosphere Studies, Geneva, 1997.
- Smith, K;: "Principles of Applied Climatology". New York, 1975.
- Strahler, A.N ;:"Physical Geography". 3 rd edn. New York, 1969.
- Strahler, A.N & Strahler, A.H;: "Modern Physical Geography". New York, 1978.
- Statyer, R.O. & Mocllorg, I.C.: Practical Microclimatology, UNESCO, 1961.
- Statyer, R.O. & Mocllorg, I.C.: **Earth and Water Temprature in Egypt** Physical Department, Paper No. 52, Cairo.
- Terjung, W.H;: **"Phsiologic Climates of The Conterminous United States: A Bioclimatic Classification Based on Man"**. Annales Association of Smerican Geographers, 65,1966.
- Thornthwaite,W. C;: **"The Climate of North America According to New Classification"**. Geogr. Rev, Vol. 21, 1931.
- Thornthwaite,W. C.: **"The Climate of Earth**, Geog. Rev. Vol. 23.3, 1931.
- Thornthwaite,W. C;**"Problems in The Classification"**. Geogr, Rev. Vol. 33, 1943.
- Thornthwaite,C.W.: **"An Approach toward a Rational Classification of Climate"**. Geogr, Rev. Vol. 38,1948.
- Thornthwaite,W. C & Mather , J.R;: **"Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and The Water Balance"** Publ. in Climatol; Drexel, inst. of Tech; Lab of Climatofogy, Vol X, New Jersy, 1959.
- Thom, C.E. : **"The Discomfort Index**, Weatherwise, 12,2, 1959.
- Trewartha, G.T;: "An Introduction to Weather and Climate". New York, 1954.
- UNESCO; "Climate and House Desing". New York, 1971.
- Wallace, J.N & Hobbs. P. V.: "Atmospheric Science". New York, 1977.
- Weaver, J.E. & Climents, F.E.: Plant Ecology, McGraw Hill- Book, Co. Ine. N.Y.
- W.H.O;: "International Cloud Atlas", Geneva, 1956.
- W.H.O;: "Guide to Meteorological Instruments and Oberving Pratices" No.8 Tp.3
- Wyrtki, K.: **El Nino - The Dynamic Response of The Eauatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing**. J.Phys. Oceanogr, 5, 1975.
- Wyrtki, K.:**Water Displacements in the Pacific and The Genesis of El Nino Cyeles**. J. Geophys. Res. 90, 1985.



